

UNIVERSIDADE DE LISBOA

INSTITUTO DE GEOGRAFIA E ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO



**DINÂMICA DOS SISTEMAS DE ARIBA ENTRE CONSOLAÇÃO E PAIMOGO
(PORTUGAL). ESTUDO DE GEOMORFOLOGIA**

Nicolás Ferrer Valero

Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território

2013

UNIVERSIDADE DE LISBOA

INSTITUTO DE GEOGRAFIA E ORDENAMENTO DO TERRITÓRIO



**DINÂMICA DOS SISTEMAS DE ARRIBA ENTRE CONSOLAÇÃO E PAIMOGO
(PORTUGAL). ESTUDO DE GEOMORFOLOGIA**

Nicolás Ferrer Valero

Dissertação orientada pela professora Ana Ramos-Pereira

Mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território

2013

Agradeço especialmente a realização desta tese à professora Ana Ramos-Pereira pela oportunidade criada à partida e pela sua confiança, ajuda e orientação no decurso das investigações. Agradeço também com particular ênfase a inestimável ajuda do companheiro André Rocha Torres nas campanhas de campo e no gabinete, e da companheira Cristiana Aleixo, pela ajuda prestada nas operações de laboratório. De forma geral, agradeço o acolhimento recebido pelas pessoas do grupo SLIF do Centro de Estudos Geográficos/IGOT-UL.

RESUMO

O presente trabalho recolhe os resultados das investigações no domínio da geomorfologia, decorridas entre Novembro de 2012 e Julho de 2013 em matéria de dinâmicas físicas dos sistemas de arriba da faixa litoral entre Consolação e Paimogo (Concelho de Peniche, Portugal). As arribas são sistemas complexos e mutáveis cuja dinâmica comporta uma ameaça para a presença humana e os seus bens móveis e imóveis. Por essa razão, as questões relativas ao ordenamento territorial nestas áreas devem sustentar-se no conhecimento científico dos mecanismos e dinâmicas naturais particulares que operam nos sistemas. Este trabalho visa ser um contributo para esse conhecimento, adotando para tal uma abordagem sistémica, em que a evolução e dinâmica do conjunto é resultado da conjugação de forças, elementos e fatores, incorporados como variáveis em análises qualitativas e modelos quantitativos.

Palavras-chave: sistema, litoral, arriba, erosão, morfodinâmica, fatores desencadeantes, fatores condicionantes, movimentos de vertente.

RESUMEN

Este documento incluye los resultados de las investigaciones transcurridas entre noviembre de 2012 y julio de 2013 en materia de geomorfología y dinámicas físicas de los sistemas de acantilados de la franja costera entre Consolação y Paimogo (Municipio de Peniche, Portugal). Los acantilados costeros son sistemas complejos y cambiantes cuya dinámica implica una amenaza a la presencia humana y sus bienes materiales. Debido a esto, las cuestiones relacionadas con la ordenación territorial en estas áreas deben asentar en el conocimiento científico de los mecanismos y de las dinámicas naturales particulares que operan. Este trabajo pretende ser una contribución a ese conocimiento a partir de la adopción de un enfoque sistémico, en el que la evolución y la dinámica del conjunto es resultado de la combinación de fuerzas, elementos y factores ambientales, incorporados como variables en análisis cualitativos y modelos cuantitativos.

Palabras llave: sistema, litoral, acantilado costero, erosión, morfodinámica, factores desencadenantes, factores condicionantes, movimientos de vertiente.

ABSTRACT

This paper includes the results of investigations lapsed between November 2012 and July 2013 in the field of geomorphology and physical systems's dynamics of the coastal cliffs between Consolação and Paimogo (Peniche, Portugal). The cliffs are complex and changing systems whose dynamics involves a threat to human presence and their material assets. Because of that, issues related to territorial planning in these areas should be grounded in scientific understanding of the mechanisms and natural dynamics of particular systems. This paper aims to be a contribution to that knowledge, adopting for such a systemic approach, in which the evolution and dynamics of the set is the result of a combination of forces, elements and ambiental factors, incorporated as variables in qualitative analyzes and quantitative models.

Keywords: system, littoral, cliff, erosion, morphodynamics, triggering factors, conditioning factors, landslide.

INDICE GERAL

Agradecimentos.....	I
RESUMO/RESUMEN/ABSTRACT/.....	III
INDICE GERAL.....	V
INDICE FIGURAS.....	VII
INDICE QUADROS.....	X
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJECTIVOS.....	5
2.1. OBJECTIVO GERAL.....	5
2.2. OBJECTIVOS ESPECÍFICOS.....	8
3. METODOLOGIA, TÉCNICAS E FONTES DOCUMENTAIS.....	11
3.1. DOCUMENTOS CARTOGRÁFICOS, ORTOS E FOTOGRAFIAS AÉREAS.....	11
3.2. TRABALHOS DE CAMPO.....	13
3.2.1. CAMPANHAS.....	13
3.2.2. DESENHO DE PERFIS DE ARRIBA.....	15
3.2.3. TRABALHOS EM DEPÓSITOS DE BLOCOS DE SOPÉ.....	18
3.2.4. TRABALHOS EM SAPAS E PLATAFORMAS DE SOPÉ.....	19
3.3. LEVANTAMENTO DA ALTURA E POSIÇÃO DA CRISTA COM GPS.....	19
3.3.1. USO DE GPS NO CAMPO E POS-PROCESSAMENTO.....	19
3.3.2. POSIÇÃO DA CRISTA DA ARRIBA.....	22
3.3.3. DETERMINAÇÃO DA ALTURA DA CRISTA E COMANDO DA ARRIBA.....	23
3.4. RECOLHA DE AMOSTRAS E TRABALHO DE LABORATÓRIO.....	26
3.5. PARÂMETROS LITOESTRUTURAIS.....	28
3.6. PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS.....	29
3.6.1. DEMARCAÇÃO DA BASE E CÁLCULOS DE LARGURA DA ARRIBA.....	30
3.6.2. COMPRIMENTO DA FACE.....	30
3.6.3. DECLIVIDADE MÉDIA.....	31
3.7. DETERMINAÇÃO DOS NÍVEIS DE MARÉ E EXPOSIÇÃO ÀS ONDAS.....	31
3.7.1. NÍVEIS DE MARÉ.....	31
3.7.2. EXPOSIÇÃO ÀS ONDAS.....	31
3.8. CARTOGRAFIA DE USOS DO SOLO.....	32
4. AREA DE ESTUDO E SEU ENQUADRAMENTO.....	35
5. OS SISTEMAS DE ARRIBA ENTRE CONSOLAÇÃO E PAIMOGO.....	39
5.1. ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS ROCHAS TALHADAS EM ARRIBA.....	39
5.1.1. A ORIGEM MESOZOICA.....	39
5.1.2. MORFOGÉNESE QUATERNÁRIA.....	45
5.2. DINÂMICA ACTUAL.....	49
5.2.1. FATORES DESENCADEANTES E PROCESSOS DE EVOLUÇÃO PRIMÁRIOS.....	49

5.2.1.1. Processos associados ao regime de ondas	49
5.2.1.1.a. Acção hidráulica.....	50
5.2.1.1.b. Abrasão (<i>corrasion</i>).....	50
5.2.1.2. Meteorização	53
5.2.1.2.a. Meteorização por águas marinhas (<i>water-layer watering</i>).....	53
5.2.1.2.b. Meteorização por águas continentais.....	56
5.2.1.2.c. Termoclastia.....	57
5.2.1.3. Dissolução	58
5.2.1.3.a. Por águas marinhas.....	58
5.2.1.3.b. Por águas continentais.....	58
5.2.1.4. Erosão biológica	59
5.2.1.5. Erosão hídrica superficial e infiltração	59
5.2.2. GEOMORFOLOGIA E FATORES CONDICIONANTES.....	61
5.2.2.1. Morfologia da linha de costa	61
5.2.2.1.a. Características litológicas.....	61
5.2.2.1.b. Fraturação.....	66
5.2.2.2. Perfil das arribas	68
5.2.2.2.a. Comando das arribas e relevo da plataforma litoral.....	70
5.2.2.2.b. Largura, comprimento da face e declive médio.....	73
5.2.2.2.c. Condicionantes litoestruturais.....	75
5.2.2.2.d. Disposição das rochas em relação à topografia.....	76
5.2.2.2.e. Exposição às ondas.....	78
5.2.2.2.f. Relações estatísticas entre variáveis.....	81
5.2.2.2.g. Natureza do sopé da arriba.....	84
5.2.2.3. Ocupação humana e sua regulação	99
5.2.3. DINÂMICA DE VERTENTES NAS ARRIBAS ENTRE CONSOLAÇÃO E PAIMOGO.....	104
5.2.3.1. Processos e formas de erosão basal	105
5.2.3.2. Ravinamento e sulcagem	112
5.2.3.3. Movimentos de vertente	117
5.2.3.3. a. Desabamentos.....	117
5.2.3.3. b. Deslizamentos.....	123
6. CONCLUSÕES FINAIS	127
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	129

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Número de artigos sobre praias, costas rochosas e zonas húmidas costeiras.....	5
Figura 2. Quadro conceitual em que se relacionam os objectivos do trabalho.....	9
Figura 3. Esquema das variáveis usadas para construção de perfis topográficos com recurso a um distanciómetro láser no campo.....	16
Figura 4. Descrição gráfica das medições efectuadas sobre os depósitos de blocos de sopé em cada ponto de amostragem.....	17
Figura 5. Locais de medição em sapas e plataformas.....	18
Figura 6. Descrição gráfica dos parâmetros medidos em sapas.....	19
Figura 7. Descrição gráfica das medições efectuadas sobre os depósitos de blocos de sopé em pontos de amostragem.....	20
Figura 8. Detalhe da unidade GPS Magellan Professional ProMark TM 3 e sua aplicação no campo no dia 16 de Fevereiro de 2013.....	21
Figura 9. Linha do levantamento com unidade dGPS.....	21
Figura 10. Descrição gráfica do processo de interpolação dos dados dGPS para a crista da arriba.....	24
Figura 11. Distintas soluções adotadas para calcular o valor altimétrico final da crista da arriba.....	25
Figura 12. Locais de recolha de amostras e representação gráfica em vista frontal do critério de seleção e retirada de amostras no campo.....	27
Figura 13. Representação gráfica do critério de cálculo e representação da espessura média das bancadas resistentes e a proporção de rocha resistente e branda.....	29
Figura 14. Principais parâmetros morfométricos de uma arriba.....	29
Figura 15. Principais fontes gráficas de apoio na demarcação dos níveis de baixamar e preiamar...	32
Figura 16. Representação gráfica parcial do processo de cálculo da exposição das arribas às principais direcções de procedência das ondas.....	33
Figura 17. Área de estudo e principal toponímia.....	35
Figura 18. Distribuição dos POOC ao longo do litoral da Estremadura.....	38
Figura 19. Reconstruções paleotectónicas do Atlântico Central e Norte.....	39
Figura 20. Modelo tridimensional esquemático da estrutura da Bacia Lusitaniana no Kimeridgiano Inferior.....	40
Figura 21. Mapa Geológico da região.....	41
Figura 22. Classificação petrográfica das amostras de rocha.....	44
Figura 23. Esboço da estratificação das rochas cortadas em arriba entre Consolação e Paimogo.....	44
Figura 24. Evolução da linha de costa a partir do Último Máximo Glaciar.....	46
Figura 25. Superfícies modeladas por acção hidráulica e abrasão na plataforma alta de sopé.....	51
Figura 26. Variação ao longo do ano da distribuição mensal de H _s na Figueira da Foz.....	52

Figura 27. Alturas da maré medidas acima do ZH durante o ano 1998 no mareógrafo de Cascais...	54
Figura 28. Gráfico termopluviométrico da estação de Cabo Carvoeiro.....	55
Figura 29. Superfícies modeladas por haloclastia e hidroclastia na plataforma alta de sopé.....	55
Figura 30. Rumos do vento na Estação Climatológica do Cabo Carvoeiro e Cabo da Roca.....	56
Figura 31. Dissolução intergranular superficial de arenitos e dissolução de calcários em forma de cavidades tipo <i>pipe</i>	59
Figura 32. Proporção entre materias brandos, resistentes e semi-resistentes, e sua relação com a morfologia da linha costa.....	63
Figura 33. Carbonato contido nas amostras e analisadas em laboratório.....	65
Figura 34. Espessura da bancada basal resistente e sua relação com a morfologia da linha de costa....	65
Figura 35. Zonamento do ritmo de estratificação.....	66
Figura 36. Hipótese da relação da morfologia da linha de costa com um padrão de fraturação dominante NW-SE/NE-SW.....	67
Figura 37. Representação dos perfis das arribas.....	69
Figura 38. Queda de água na desembocadura da Ribeira da Canaiveira.....	70
Figura 39. Relevo da plataforma litoral e o seu relacionamento com o comando das arribas através de perfis topográficos.....	71
Figura 40. Comando das arribas. Diagrama linear e histograma por sectores.....	72
Figura 41. Largura das arribas. Diagrama linear e histograma por sectores.....	74
Figura 42. Comprimento da face das arribas. Diagrama linear e histograma por sectores.....	74
Figura 43. Declividade média das arribas. Diagrama linear e histograma por sectores.....	75
Figura 44. Perfis estratigráficos de arribas.....	76
Figura 45. Classificação entre vertentes concordantes, discordantes e subparalelas.....	77
Figura 46. Exposição das arribas às principais direcções de aproximação das ondas.....	79
Figura 47. Exposição das arribas, expressa em ângulo de ataque das ondas de NW, W e SW.....	80
Figura 48. Variações produzidas no declive através das variações na proporção de rochas brandas e resistentes.....	81
Figura 49. Modelos de regressão simples entre declive médio da arriba e diferentes fatores condicionantes.....	82
Figura 50. Modelo de regressão múltipla com três variáveis, aplicado ao troço São Bernardino a Paimogo para explicar o declive médio das arribas.....	83
Figura 51. Esquema dos principais sistemas compósitos litorais entre Consolação e Paimogo e cartograma da distribuição dos levantamentos de pormenor.....	86
Figura 52. Distribuição quantitativa dos principais sistemas geomorfológicos de sopé.....	86
Figura 53. Imagens dos principais sistemas geomorfológicos.....	89
Figura 54. Imagens de plataformas rochosas sobrelevadas.....	90
Figura 55. Levantamento pormenor das principais formas e sistemas litorais.....	91

Figura 56. Bloco diagrama de um sistema de arriba-plataforma rochosa.....	94
Figura 57. Zonamento transversal dos sistemas de arriba.....	95
Figura 58. Diagramas dos principais parâmetros morfológicos dos depósitos de blocos de sopé.....	97
Figura 59. Imagens de intervenções antrópica nas arribas.....	101
Figura 60. Classes do POOC Alcobaça-Mafra e mapa de usos do solo num perímetro de 200 metros a partir do topo das arribas.....	103
Figura 61. Cartografia de sapas.....	106
Figura 62. Tipologia morfológica de sapas.....	107
Figura 63. Zonamento da densidade e intensidade de sapamento.....	109
Figura 64. Relação da orientação com a proporção de rochas resistentes.....	110
Figura 65. Cartografia e imagens de ravinamento e sulcagem.....	113
Figura 66. Imagens de processos activos de “tunelacão” (<i>piping</i>) nos sistemas de arriba.....	114
Figura 67. Imagens de diferentes estágios de desenvolvimento em ravinas de desnível.....	115
Figura 68. Processos e sinais do desencadeamento de desabamentos.....	118
Figura 69. Representação gráfica dos principais mecanismos erosivos dos taludes argilosos.....	120
Figura 70. Recuo da arriba e sequência de desabamentos no quadro de uma reacção em cadeia promovida pela erosão basal.....	121
Figura 71. Imagens de canais de desabamentos em ravinas de vertente.....	122
Figura 72. Imagens de balançamentos e deslizamentos.....	124
Figura 73. Cartografia em 3 dimensões da dinâmica de vertentes entre Consolação e Paimogo.....	125

INDICE DE QUADROS

Quadro 1. Fontes cartográficas e documentos fotográficos utilizados.....	11
Quadro 2. Informação das campanhas de campo.....	14
Quadro 3. Descrição da informação auxiliar recolhida no campo sobre os depósitos de blocos de sopé nos pontos de amostragem.....	17
Quadro 4. Valores estatísticos de erro para o conjunto dos pontos dGPS finais.....	22
Quadro 5. Critérios de classificação petrográfica das amostras de rocha.....	28
Quadro 6. Marés previstas e marés medidas nos dias das campanhas de campo.....	32
Quadro 7. Definição das classes utilizadas na produção de cartografia pormenor de usos do solo...	33
Quadro 8. Taxas de recuo estimadas para distintos sectores de arribas.....	48
Quadro 9. Valores estatísticos descritivos de cada parâmetro morfométrico.....	73
Quadro 10. Quociente de correlação linear entre parâmetros morfométricos.....	73
Quadro 11. Correlação entre declive médio da arriba e diferentes fatores condicionantes.....	82
Quadro 12. Valores médios por sectores dos principais parâmetros morfológicos dos depósitos de blocos de sopé.....	97
Quadro 13. Coeficiente de correlação de Pearson entre diferentes variáveis significativas e a profundidade média do depósito de blocos de sopé.....	98
Quadro 14. Estatísticos globais de um modelo de regressão logística.....	98
Quadro 15. Critérios de delimitação das Faixas de protecção no POOC Alcobaça-Mafra.....	104
Quadro 16. Área e volume médios de sapa segundo a sua tipologia.....	110

1. INTRODUÇÃO

Existe uma consciência crescente por parte das distintas esferas da sociedade (científica, social, política) sobre a fragilidade e vulnerabilidade dos sistemas litorais e ainda dos problemas que já os afectam, tornando-se necessário avançar no conhecimento da sua natureza e dinâmica.

Os espaços litorais são sistemas naturais complexos. Quando se trata do estudo do litoral, especialmente em ciência geográfica, aceita-se de partida uma abordagem sistémica, segundo a qual, seja qual for a escala temporal ou espacial do estudo, o conceito de *sistema* é assumido intrinsecamente e incorporado como pressuposto inicial a formar a matriz que guia o processo de compreensão da realidade. Ramos-Pereira (2001) define sistema como um conjunto de objectos (elementos) ou de características interrelacionados e interactivos, constituindo uma entidade complexa, em que uma modificação num dos objectos ou numa das características induz mudanças no conjunto. Pérez-Alberti *et al.* (2000) defendem que o elevado número de fatores que controlam a dinâmica litoral aconselha que o seu estudo seja abordado considerando que se trata de um sistema morfodinâmico, em que se produz um contínuo reajustamento de formas e processos em diferentes escalas temporais e espaciais que definem a sua evolução.

A singularidade do sistema litoral, que o converte num sistema ambiental nitidamente individualizável, radica na sua natureza fronteira ou de interface (Araújo, 2004). Tal como define Ramos-Pereira (2010), gera-se no cruzamento do sistema continental e do sistema marinho, cada um deles com um conjunto hierarquizado de componentes. A natureza singular das geoformas, habitats e processos naturais que compõem o sistema litoral deve a sua génese a uma combinação complexa e dinâmica resultante da acção de diversos agentes, de origem tanto continental quanto marinha, sobre uma variada gama de fatores estruturais e ambientais também de origem dual. A característica que permite sempre definir e individualizar os territórios litorais perante esta complexidade é a presença e influência da acção directa ou indirecta do mar no ambiente continental.

O litoral é um espaço em que interferem hidrosfera, litosfera, atmosfera e biosfera (Araújo, 2004). É, além disso, um espaço de concentração de população e recursos económicos à escala

global, facto que tem acarretado grandes modificações de origem humana. Neste quadro, o papel que a sociedade humana detém, através da sua interação com outros subsistemas naturais, na génese e evolução global do sistema ambiental, pode reconhecer-se através do conceito *noosfera*, introduzido por Teilhard Chardin (Ramos-Pereira, 2001). À escala do litoral, a capacidade do ser humano para influir na dinâmica natural tem sido salientada com frequência como um fator decisivo, especialmente nas últimas décadas, em que o homem tem vindo a influenciar com maior intensidade, por vezes gerando mudanças ambientais e morfológicas severas em curtos lapsos temporais.

Do ponto de vista da morfodinâmica, o sistema litoral resulta do balanço da interação entre os agentes e fatores envolvidos na morfogénese. Uma dinâmica de acumulação, em que a deposição é dominante sobre a ablação, que dá lugar a conjuntos de sistemas/formas construídas (formas de acumulação); e outra dinâmica de erosão, em que tal balanço é negativo, ou seja, a ablação predomina sobre os processos de deposição, e dá lugar a sistemas/formas de erosão. Quando um sistema se mantém em equilíbrio dinâmico e não evolui para qualquer das duas tendências fala-se no estado estacionário.

Devido ao grande número e natureza dos agentes envolvidos na génese e à complexidade do seu relacionamento, os sistemas litorais mantêm um equilíbrio frágil e complexo, em que qualquer alteração sobre um elemento pode inverter a tendência, quando o limiar de resiliência é ultrapassado, e então comportar consequências inesperadas. Assim, por exemplo, um sistema de erosão composto por arribas, pode transitar progressivamente para um sistema praia-duna-arriba a partir de uma alteração importante na dinâmica sedimentar, no nível das águas ou ainda do recuo acelerado da própria arriba. Neste caso, a arriba, principal elemento activo do sistema aquando das condições prévias, passa a converter-se numa forma morta ou inactiva. Em sentido contrário, uma alteração forte da dinâmica da corrente de deriva pode desencadear ou intensificar processos erosivos que conduzam à destruição de sistemas de praia-duna ou acelerem drasticamente o recuo de sistemas de arriba.

O sistema geomorfológico constitui-se como uma componente fundamental da parte abiótica do

sistema litoral. Como tal, o sistema geomorfológico litoral é composto de inúmeras formas de relevo, algumas micro-formas, organizadas dentro do sistema em conjuntos maiores até constituir formas e sistemas geomorfológicos de maior dimensão (à menor escala, os *tipos costeiros*), compostos pela integração de formas mais elementares.

Os sistemas rochosos litorais são sistemas de origem erosiva cujas formas principais são as arribas e as plataformas rochosas de sopé. Nelas inserem-se múltiplas formas derivadas (leixões -*stacks*, arcos, sapas - *notches*, laps ou grutas, distintos níveis de plataformas, quedas de água - *water-falls*, cavernas marinha com espiche - *blowholes*, gargantas costeiras -*coastal gorges*) e formas sedimentares de dimensão restrita (praias encastradas, depósitos de seixo e cascalho, restingas, barreiras, tómbolos).

Quando o elemento dominante do sistema litoral rochoso são as arribas, fala-se em sistema de arribas. Ramos-Pereira (2001) trata as arribas como formas elementares de erosão. Constituem corpos rochosos com maior ou menor grau de competência (os sistemas de arribas compostos abundantemente por materiais argilosos não resistentes têm recebido o nome anglo-saxónico *cohesive coasts* - Davidson-Arnott, 2010; Schwartz, 2005-), cortados em vertentes íngremes (Davidson-Arnott -2010- considera um declive mínimo de 40°), cuja origem está na acção erosiva directa do mar. Determinam que o contacto entre a plataforma litoral e a plataforma continental se produza através de um degrau rochoso de comando variável (de micro-arribas, com menos de 5 metros, a mega-arribas, com mais 200m), por vezes associado a outros sistemas de sopé como praias ou plataformas rochosas, com os que mantêm estreitas ligações quanto à sua génese e evolução.

Do ponto de vista funcional, as arribas podem ser classificadas como vivas ou activas, se forem modeladas pelas ondas do mar, ou mortas ou inactivas, se já não forem atingidas pelas ondas do mar. O termo arriba fóssil serve para designar sistemas ou secções de sistemas de arriba em que um outro elemento, natural ou antrópico, se têm interposto entre a arriba e a acção das ondas, cobrindo o degrau rochoso que passa a funcionar como qualquer vertente.

Embora as costas rochosas ocupem aproximadamente dois terços da costa a nível global (Bird,

2011; Davis e Fitzgerald, 2004; Griggs e Trenhaile, 1994), o nosso entendimento da dinâmica e a nossa capacidade para prever a sua evolução ao longo do tempo mantém-se ainda severamente limitada (Moses e Robinson, 2011). Como resultado da grande concentração de recursos naturais e populacionais nas zonas costeiras, é imperativo que a morfodinâmica seja estudada e compreendida para permitir uma gestão e intervenção eficazes. É necessário representar de maneira adequada os processos envolvidos e integrá-los em modelos que forneçam previsões quantitativas dos efeitos das mudanças naturais ou induzidas pelo homem (Castedo *et al.*, 2012). Habitação, transporte, recreação e outras atividades económicas estão cada vez mais a precisar de um entendimento da dinâmica costeira e da evolução dos sistemas rochosos (Trenhaile, 2002). O conhecimento da morfodinâmica dos sistemas litorais converte-se num aspecto fundamental ao que este trabalho pretende ser uma modesta contribuição.

2. OBJECTIVOS

2.1. OBJECTIVO GERAL

Até a data têm sido poucos os cientistas dedicados aos litorais rochosos quando comparamos com os que se têm dedicado aos litorais arenosos, amplamente mais estudados no quadro da geomorfologia litoral (Naylor *et al.*, 2010), tal como exemplifica o número de artigos que trataram umas e outras áreas da geomorfologia litoral entre 1993 e 2008 (figura 1). Naylor *et al.* (2010) apontam, entre as possíveis causas, a percepção do maior valor económico e social das zonas costeiras baixas (praias e dunas).

Sobre os trabalhos científicos em litorais rochosos, pode afirmar-se que todos têm, por regra, um objectivo comum: revelar as formas e mecanismos do seu desenvolvimento e evolução. Dentro desta ideia comum, podem-se encontrar certa variedade de abordagens, métodos empregues e aplicabilidade prática para que são concebidos.

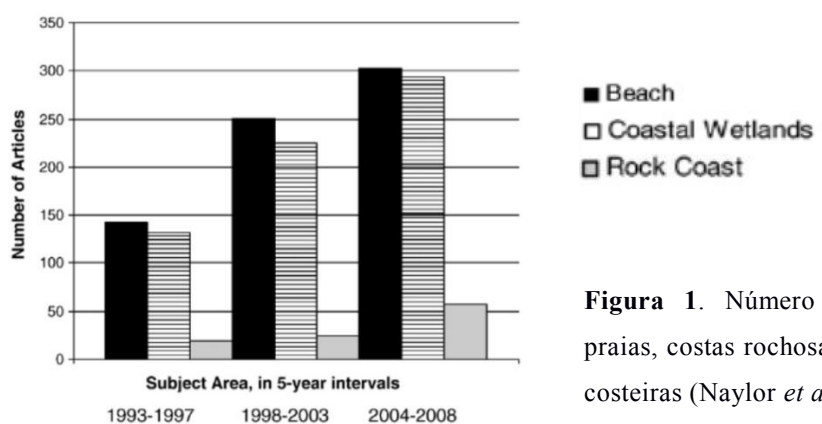


Figura 1. Número de artigos sobre praias, costas rochosas e zonas húmidas costeiras (Naylor *et al.*, 2010).

A maioria dos trabalhos orientam-se para o conhecimento dos mecanismos de controlo e formas de recuo, de forma a estabelecer previsões. Lee *et al.* (2010) salientam que as diversas abordagens adotadas para prever o recuo de arribas vão desde a extrapolação de dados históricos de recuo (extrapolação directa de tendências históricas) para métodos que dependem da compreensão dos mecanismos, incluindo modelos numéricos, probabilísticos e métodos experimentais. Segundo Naylor *et al.*, (2010), a modelação matemática, que pode fornecer informações úteis sobre a evolução a longo prazo da mudança dos litorais rochosos, deve ter os

seus termos calibrados com base em observações de campo. Entre os trabalhos que utilizam modelos probabilísticos, muitos têm usado cálculos de correlação e modelos de regressão para explorar a contribuição dos fatores de controlo.

Sunamura (1983,1992) introduziu um modelo de recuo teoricamente simples e amplamente aceite baseado na oposição de forças (Davidson-Arnott, 2010). A abordagem aqui é mecânica, em que a erosão na base ou sopé da arriba é controlada por dois grupos de elementos:

1. A força exercida pelas águas por meio do embate das ondas e o tempo em que essa força actua (ciclo de marés).
2. A resistência mecânica da massa rochosa que forma a base da arriba.

Segundo Budetta *et al.* (2000), as maiores incertezas na prática, surgem aquando da definição das condições de ondulação na proximidade da costa, especialmente quando não há dados batimétricos precisos disponíveis. Outra incerteza diz respeito à avaliação da resistência da massa de rocha devido às dificuldades inerentes para determinar a geometria e as propriedades das suas descontinuidades. Este modelo foi aplicado em Portugal por Neves (2004) desenvolvendo o *Rock Mass Index* com recurso a um *martelo de Smith* para determinar a resistência à compressão das rochas.

Davidson-Arnott (2010) salienta que o modelo inicial de Sunamura não considera os processos subaéreos, assumindo que o material da arriba é removido da base e, portanto, sem qualquer papel de proteção substancial. Este autor apresenta um modelo de *processo-resposta* que modifica o sistema original de Sunamura, introduzindo os efeitos da ação das ondas e variação do nível da água na erosão vertical da plataforma rochosa de sopé. Segundo Quinn *et al.* (2010), os modelos de *processo-resposta* (Walkden e Hall, 2005, 2011; Trenhaile, 2009) são necessários para resolver as questões relativas às mudanças naturais e induzidas pelo homem e fornecer previsões quantitativas sobre os seus efeitos, posto que têm em conta as condições de mudança, alterando a maneira em que os fatores de controlo são modelados e como eles interagem. Assim, este autor põe em causa a validade da extrapolação de dados históricos obtidos pela monitorização, limitada a cenários em que as condições não se modifiquem. Castedo *et al.* (2000)

salientam nesse mesmo sentido que as mudanças não podem ser previstas a partir de análises estatísticas baseadas em dados históricos de recuo.

As mudanças na costa têm sido monitorizadas utilizando uma importante variedade de técnicas e fontes. Quinn *et al.* (2010) enumeram algumas das mais utilizadas, que inclui desde medições terrestres pontuais (Valentin, 1971; Pethick, 1996); GPS diferencial (Esteves *et al.*, 2002; Dillenburg *et al.*, 2004); lasers de varrimento (Adams e Chandler, 2002; Branco e Wang, 2003; Rosser *et al.*, 2005; Young *et al.*, 2009), imagens de satélite (Branco e El Asmar, 1999; Wu, 2007); fotogrametria (Baily e Nowell, 1996; Newsham *et al.*, 2003), radar de abertura sintética (*Synthetic Aperture Radar* - SAR) (Lee e Jurkevich, 1990; Souza-Filho e Paradella, 2003); evidências cartográficas (Hall *et al.*, 2002; Drake e Phipps, 2007), até abordagens que usam combinações variadas das anteriores (Lim *et al.*, 2005; Mills *et al.*, 2005; Miller *et al.*, 2007).

Em oposição a estes estudos, focados nas formas de relevo litorais modernas, outras linhas de investigação tratam escalas de evolução geomorfológica quaternária, tratando de revelar a evolução das formas desde a sua génese, ou também estudo focados nos conceitos de perigo, vulnerabilidade e risco, intimamente ligados à prática do ordenamento do território, em que a componente humana adquire um protagonismo central e onde os métodos visam uma fácil aplicabilidade sem necessidade de grandes estudos (Del Rio e Gracia, 2007).

A maioria das medições de recuo a longo prazo de arribas baseiam-se nas mudanças detetadas entre diferentes datas de fotografias ortorectificadas (Davidson-Arnott, 2008), em áreas onde o recuo é suficientemente rápido ou onde se possuem séries longas desta classe de documentos (Oliveira, 2005). Estes estudos tendem a ser projetados para escalas temporais longas (Moses e Robinson, 2011).

Com frequência se diz que os modelos de evolução de costas rochosas, mesmo que decorrentes em grande parte da medição directa no terreno, estejam limitados pela falta de dados quantitativos devido à ocorrência de alterações impercetíveis à escala humana e à preponderância dos fenómenos de alta intensidade/baixa frequência na evolução das arribas (Moses e Robinson, 2011). Trenhaile (2000) até chega a afirmar que os modelos preditivos sobre costas rochosas sejam de difícil justificação mediante medições de campo e experimentação.

Apesar de uma multitude de análises químicas e físicas, datações geocronológicas e modelações matemáticas, terem promovido avanços significativos na matéria, ainda às vezes só podemos especular sobre a forma como os litorais rochosos se desenvolvem e evoluem (Griggs e Trenhaile, 1994).

O presente trabalho visa desenvolver um estudo geográfico sobre morfodinâmica dos sistemas de arriba de uma faixa litoral de 6 km situada entre a localidade de Consolação e o Forte de Paimogo (Peniche, Portugal). Através de um enfoque sistémico, o estudo das características morfodinâmicas tem por objectivo principal identificar e quantificar os motores da evolução física destes sistemas, bem como identificar e compreender os fatores que os promovem e seu relacionamento no tempo e no espaço. Só por meio da compreensão e análise destas relações e de como elas se combinam e manifestam para dar lugar aos fenómenos sobre os que se materializa a evolução dos sistemas de arriba, podem estabelecer-se as bases para o entendimento da sua evolução passada e futura.

Atingir conclusões rigorosas do funcionamento dos fatores e mecanismos envolvidos na morfodinâmica dos sistemas de arriba, e sua expressão evolutiva na forma, sobretudo, de diferentes tipos de movimentos de vertente, permitirá, portanto, modelar o seu comportamento no futuro, servindo de ferramenta prática à gestão e ordenamento do território litoral, entre cujas funções, a regulação da actividade humana face à dinâmica dos sistemas de arriba ocupa um lugar importante. Afinal deste estudo pretende-se obter um modelo aproximativo do comportamento físico desta área litoral caracterizada por arribas, que ofereça resultados qualitativos e quantitativos avaliáveis sobre a suscetibilidade física aos diferentes fenómenos erosivos e de vertente que acarretam recuo em arribas a curto e médio prazo.

2.2. OBJECTIVOS ESPECIFICOS

Os objectivos concretos, que mostram a via para atingir o objectivo geral, inserem-se dentro do modelo conceitual apresentado na figura 2, e traduzem-se nas seguintes fases de trabalho:

1. Introdução à génese física a nível histórico, tanto geológica quanto geomorfológica, dos sistemas de arriba entre Consolação e o Forte de Paimogo (Peniche, Portugal). Nesta

parte inicial, tratar-se-á, numa escala temporal alargada, a origem mesozoica das rochas cortadas em arriba e da evolução quaternária da linha de costa.

2. Dinâmica actual dos sistemas de arriba entre Consolação e o Forte de Paimogo (Peniche, Portugal).

- I. Estudo dos fatores intervenientes: fatores condicionantes e fatores desencadeantes.
- II. Descrição das morfologias resultantes, através da análise geomorfológica, perfis e parâmetros morfométricos representativos.
- III. Estudo das dinâmicas recentes, incluindo processos, movimentos e mudanças: com recurso a documentos fotográficos, cartográficos e trabalho de campo.
- IV. Relacionamento e modelação: exploração do contributo dos fatores na morfologia e dinâmica dos sistemas e zonamento probabilístico da ocorrência dos movimentos dominantes.

3. Interpretação da dinâmica futura.

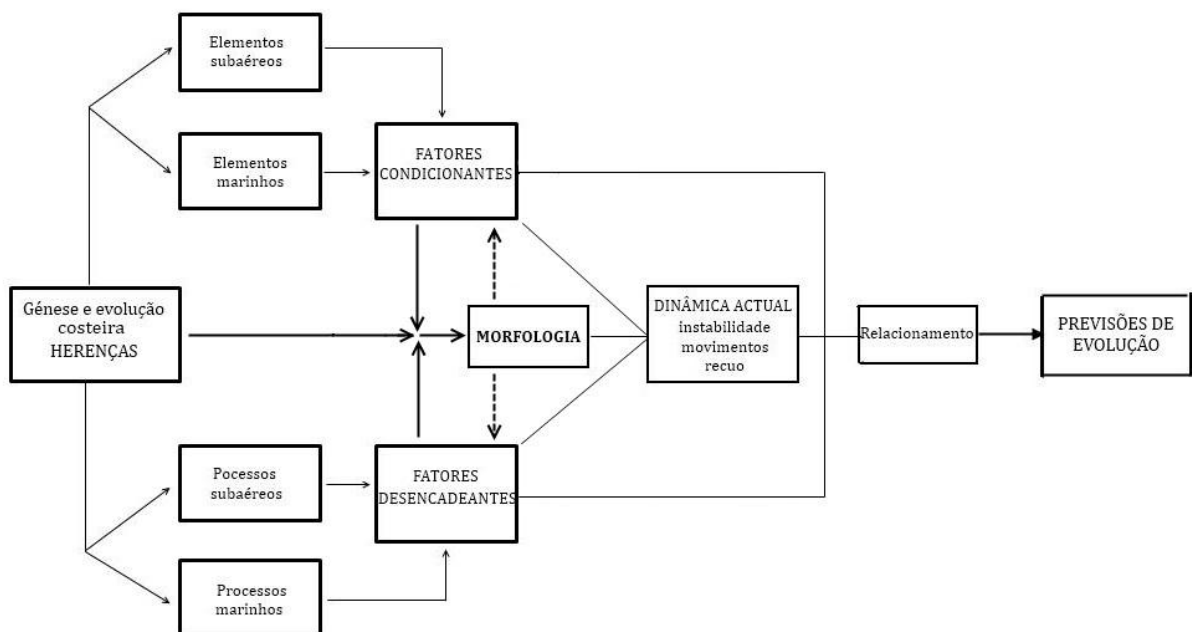


Figura 2. Quadro conceitual em que se relacionam os objectivos do trabalho.

A amplitude temporal deste projeto não permitia, à partida, desenvolver técnicas de

monitorização a curto prazo no terreno. As características e amplitude temporal da série de ortoimagens disponíveis também não permitiam um acompanhamento da evolução passada a mais longo prazo. A escassa amplitude da série de ortoimagens disponíveis (só 15 anos, entre 1995 e 2010) e uma taxa de recuo anual estimada muito abaixo do próprio erro inerente das ortoimagens (taxa de recuo=1 cm ano⁻¹ -Marques, 2007-; tamanho do pixel=50 cm de lado -IGP-), impossibilitaram um estudo apoiado na evolução passada.

Um dos esforços principais deste trabalho tem sido a recolha de dados no terreno, com as dificuldades inerentes a tal tarefa. São muitos os elementos e fatores condicionantes dos sistemas de arriba (Alberti *et al.*). Estes actuam em diferentes escalas espaciais e temporais. Por isso, os estudos em arribas revestem-se de sérias dificuldades de recolha, representação e interpretação da informação, de forma que relacionar os processos de evolução com os fatores. A seguir detalham-se as metodologias empregues na consecução dos objectivos.

3. METODOLOGIA, TÉCNICAS E FONTES DOCUMENTAIS

3.1. DOCUMENTOS CARTOGRÁFICOS, ORTOS E FOTOGRAFIAS AEREAS

A utilização de informação espacial rigorosa, cartografia de base e fotografia aérea, são elementos de importância primordial no desenvolvimento de um trabalho de investigação em ciência geográfica.

A validade do tratamento analítico e dos resultados obtidos depende inteiramente da qualidade da informação de base, pelo que a selecção destas fontes se converte numa das primeiras e mais importantes decisões a tomar. Os dados espaciais e a informação temática territorial contida nestas fontes serviram para produzir nova informação, uma vez interpretados, integrados e complementados com os dados gerados pelo trabalho de campo.

O quadro 1 detalha alguns dados sobre as fontes cartográficas e fotográficas principais utilizadas:

Quadro 1

Fontes cartográficas e documentos fotográficos utilizados, com referência ao tipo de informação de base fornecida pelo documento ou série documental, data de elaboração e instituição.

INFORMAÇÃO	SÉRIE DOCUMENTAL	DOCUMENTO	DATA	INSTITUIÇÃO
Topográfica, toponímica e hidrográfica.	Carta Militar de Portugal 1/25.000	Folha 349 (Lourinhã)	1969	Serviço Cartográfico do Exército
		Folha 337 (Peniche)	1965	Serviço Cartográfico do Exército
Geológica	Carta Geológica de Portugal 1/50.000	Folha e notícia explicativa 30-A (Lourinhã)	1999	Instituto Geológico e Mineiro
		Folha e notícia explicativa 26-C (Peniche)	1960	Serviços Geológicos
Fotográfica	Projetos nacionais de ortofotografia IGP	Ortofotografia em sistema RGB e falsa cor	2010 2004 1995	Instituto Geográfico Português
	Foto aérea oblíqua do litoral	Fotografias aéreas oblíquas do litoral	2011 2010 2009 2008 2007	Sistema de Administração do Recurso Litoral (IGP)

A Carta Militar de Portugal (folhas 349 e 337) foi um elemento essencial de aproximação ao conhecimento das características gerais do território e constituiu a fonte principal de onde se recolheram as características topográficas e hidrográficas da área. Para servir de base na análise física, foi gerado um Modelo Digital de Elevação a partir da digitalização de curvas de nível com equidistância igual a 10 m e de pontos cotados da Carta Militar.

Dispondo dos temas vectoriais de curvas de nível e pontos cotados, procedeu-se à construção de um modelo de triangulação. Este modelo, comumente denominado TIN (*Triangulate Irregular Network*), baseia-se num conjunto de superfícies de faces triangulares planas. O modelo vectorial foi convertido depois por procedimentos automáticos para um formato GRID matricial com 1m² de tamanho de célula, tendo sido todos os procedimentos implementados no *software* ArcGis 10.

A Carta Geológica de Portugal 1/50.000, na medida em que fornece informação rigorosa e precisa acerca das características litológicas e lito-estruturais, converte-se num documento de base em qualquer aproximação ao conhecimento dos aspectos físicos de um dado território. A Carta Geológica forneceu as características litológicas da faixa em estudo e do seu quadro territorial e auxiliou eficazmente os estudos de campo, por sua vez dirigidos a verificar, contrastar ou precisar algumas das informações nele recolhidas.

O acesso a ortofotografia e fotografia oblíqua também foi fundamental. Grande parte da cartografia apresentada é desenhada sobre a ortofotografia de 2010, propriedade do Instituto Geográfico Português, cuja resolução (tamanho de pixel) é igual a 0,5m. Estas imagens, por serem produto de rigorosos processos de correção ortométrica de fotografias aéreas verticais, representam a base mais fiável sobre a que editar e produzir nova informação cartográfica do litoral.

As fotografias aéreas oblíquas constituem precisas imagens do litoral e foram tiradas de avioneta a distâncias variáveis (poucas centenas de metros). Fazem parte de um projeto de monitorização, iniciativa do Sistema de Administração do Recurso Litoral (IGP), e conta com vãos para todos os anos desde seu início em 2007, sendo particularmente destacável a qualidade das imagens de 2009. Estas imagens frontais a distâncias próximas são de grande valor quando

integradas em processos de análise física e geomorfológica dos sistemas de arriba, além de servir para análise de modificações e identificação de fenómenos de instabilidade no curto prazo.

O recuo estimado das arribas entre Consolação e Paimogo não supera 1 cm ano⁻¹ (Marques, 2007), o que informa sobre a baixa frequência destes fenómenos (embora os movimentos de massa possam ultrapassar amplamente esta cifra, implicando recuos de ordem métrica). Os processos erosivos de natureza mais continuada, aqueles decorrentes, por exemplo, da erosão hídrica, acarretam ritmos de recuo anual presumivelmente inferiores ao próprio tamanho de célula das ortoimagens do IGP, igual a 0,5 m, introduzindo um fator de erro não aceitável face ao cálculo de taxas de recuo como hipótese de trabalho.

3.2. TRABALHOS DE CAMPO

3.2.1. CAMPANHAS

O trabalho de campo foi uma componente necessária para atingir os objectivos científicos propostos. As campanhas, que correram entre Novembro de 2012 e Junho de 2013, mostraram a exigência física e as dificuldades do trabalho em arribas, ligadas à dureza das condições ambientais, que constituíram sérios condicionamentos ao alcance dos objectivos nas diversas campanhas. Aliás, as fortes e constantes chuvadas do período invernal em que decorreram estas investigações limitaram os estudos de campo, com frequência cancelados ou adiados por esta causa. No quadro 2 detalham-se as datas e aspectos mais relevantes das campanhas de campo.

A investigação *in situ* e pormenorizada em arribas envolve necessariamente dificuldades operacionais e situações de risco para o investigador. Algumas delas são mencionadas de forma a ilustrar este facto:

1. **Estado do mar.** As marés mantêm ciclos de 6 horas, pelo que, com frequência, ao longo de uma campanha ocorrem os níveis baixamar e preiamar. Além desta variabilidade horária das marés, a ondulação também experimenta uma variabilidade espacial. A morfologia da costa pode ser, neste sentido, um fator também importante, uma vez que nos promontórios o trabalho pode ver-se particularmente interdito pela concentração energética das ondas e a ausência de praias protectoras.

Quadro 2. Informação das campanhas de campo.

DATA	RESUMO DOS OBJECTIVOS	EQUIPAMENTO
08-11-2012 14-12-2012	Reconhecimento da área e primeiras observações: <ul style="list-style-type: none"> • Delimitação exata da faixa de estudo. • Identificação das unidades geológicas. • Identificação de unidades e características morfoestruturais. • Realização de perfis estratigráficos representativos. • Identificação de morfologias características de sopé e de topo. • Identificação de elementos para precisar a posição de crista e da base da arriba sobre a ortofotografia. 	<ul style="list-style-type: none"> • Carta Militar 1/25.000. • Carta Geológica 1/50.000. • Ortofotografias. • Fotografias aéreas oblíquas. • Máquina fotográfica.
02-02-2013 22-02-2013	Conhecimento das características litológicas e estruturais das rochas cortadas em arriba. Medição em 50 locais: <ul style="list-style-type: none"> • Espessura (m) e pendor (°) das bancadas resistentes. • Adquirição de amostras de rocha branda e resistente. • Comando da arriba (m). 	<ul style="list-style-type: none"> • Distânciômetro Laser. • Clinómetro. • Fita métrica. • Martelo de geólogo. • Sacos para amostras. • Máquina fotográfica.
16-02-2013	Precisar a posição e altitude da crista mediante receptor GPS e identificar processos e morfologias características no topo dos sistemas de arriba.	<ul style="list-style-type: none"> • Receptor GPS. • Máquina fotográfica.
13-03-2013 17-03-2013	Conhecimento das características morfodinâmicas dos depósitos de blocos de sopé. Medição em 52 locais (amostragem sistemática): <ul style="list-style-type: none"> • Profundidade média do depósito (m). • Tamanho máximo de bloco (m³). • Largura e grau de coberto do depósito. • Outros: natureza do substrato, forma dos blocos, grau de heterometria. 	<ul style="list-style-type: none"> • Distânciômetro Laser. • Fita métrica. • Ortofotografia e fotografias oblíquas. • Máquina fotográfica.
21-03-2013 22-03-2013	Registo e caracterização morfológica de sapas e plataformas de sopé. <ul style="list-style-type: none"> • Comprimento (m) do tecto e parede da sapa. • Litologia em que é talhada a sapa. • Declive da plataforma de sopé nos primeiros 20 metros. • Outros: praia à frente da sapa, sapa em microarriba. Numero total de medições=50.	<ul style="list-style-type: none"> • Distânciômetro Laser. • Fita métrica. • Ortofotografia e fotografias oblíquas. • Máquina fotográfica.
20-03-2013 23-03-2013 24-03-2013	Reconhecimento e caracterização de processos de vertente. Últimas verificações em companhia de pessoal especializado do SLIF (CEG-UL).	<ul style="list-style-type: none"> • Ortofotografia e fotografias oblíquas. • Bússula. • Vinóculos. • Máquina fotográfica.

Assim, no decurso de uma mesma campanha, os métodos e técnicas devem adaptar-se às condições variáveis do estado do mar, pois as marés altas e as situações de ondulação mais energética podem condicionar ou ainda impossibilitar o trabalho na base e sectores próximos.

2. Acessibilidade à face da arriba. Devido à morfologia abrupta das arribas, a aproximação a muitas secções da face converte-se numa opção impossível ou de risco. Assim, certas medições de inclinação das estruturas, erosão hídrica, movimentos em massa ou processos subaéreos, ficam limitados a uma acessibilidade pontual, à visualização desde a base ou o topo, ou à análise de fotografias aéreas oblíquas mais distantes.

3. Andamento na base e topo e cenários de risco. Como se referiu acima, no geral, é impossível caminhar na face da arriba, pelo que é preciso conceber o trabalho de campo desde duas perspectivas visuais, a base e o topo. Em ambos os casos a progressão a pé revelou-se difícil. A presença de depósitos de blocos de grande espessura e, por vezes, dimensão, e superfícies escorregadias na base das arribas, somado ao sempre presente risco de queda de material rochoso desde as arribas, obrigou em determinadas ocasiões a evitar certas zonas ou reduzir os tempos de permanência nelas. Por sua vez, a aproximação à crista da arriba esteve fortemente influenciada pela presença de vegetação densa e detecção de situações de instabilidade potencial em arribas extrapumadas, com falta de sustentação ou com de fendas de tracção paralelas.

3.2.2. DESENHO DE PERFIS DE ARRIBA

É denominado perfil estratigráfico ou sedimentológico a representação gráfica das características de uma sucessão vertical de fácies que ocorre num afloramento (Ferreira e Castro, 2001).

Os perfis topográficos necessários para desenhar os perfis estratigráficos foram tirados no campo com recurso a um distanciómetro *laser* marca *Leica Disto D8* (figura 3). Desde um ponto

frontal situado a uma distância c' da base da arriba (ver figura), foram marcados pontos nas principais rupturas topográficas. Então, o distanciômetro calcula a distância diagonal (a) e horizontal (c) que o separa desse ponto da face da arriba, quer dizer, dá-nos o comprimento do cateto e hipotenusa, respetivamente, de um triângulo retângulo. O cateto restante, ou seja, a distância vertical (comando) da arriba calcula-se por operação trigonométrica.

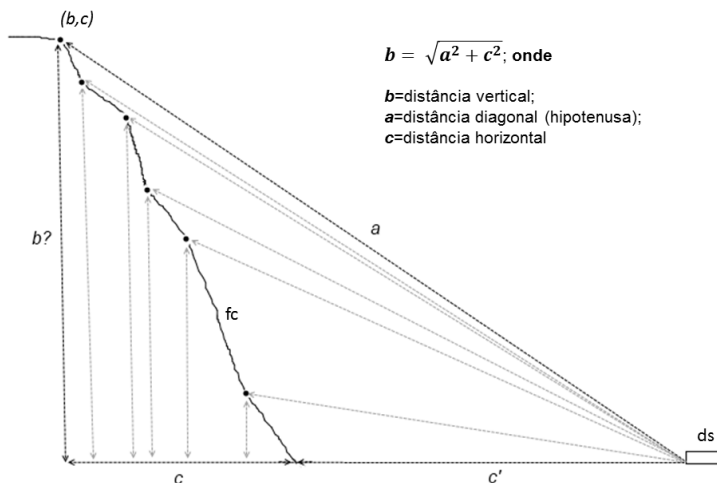


Figura 3. Esquema das variáveis usadas para construção de perfis topográficos com recurso à medição com distanciômetro laser no campo (ds=distanciômetro; fc=face da arriba).

3.2.3. TRABALHOS EM DEPÓSITOS DE BLOCOS DE SOPÉ

O objectivo geral das campanhas dos dias 13 e 17 de Março foi recolher informação acerca da dimensão e características morfológicas dos depósitos de blocos de sopé e dos desabamentos. Devido à magnitude e quantidade deste tipo de sistemas, decidiu fazer-se uma amostragem sistemática com espaçamento regular de 117m, da qual resultaram 52 pontos sobre o terreno (figura 4).

A profundidade média do depósito é resultado da média aritmética de 4 medições realizadas com fita métrica ao longo de uma linha longitudinal que, passando pelo ponto de amostragem, vai desde a base da arriba até ao limite exterior do depósito. A distância entre medições não é totalmente constante, pois está subordinada à visibilidade da plataforma rochosa de sopé ou praia de fundo. A largura do depósito foi medida com recurso ao distanciômetro *laser* e interpretada através da ortofotografia 2010 naqueles casos em que o estado de preiamar não permitiu tal medição no campo. O limite exterior do depósito, para estimar a largura, foi

interpretado *in situ*, considerando como indício principal a ocorrência de uma ruptura drástica da continuidade da cobertura de blocos em zonas já atingidas pelo nível médio de maré.

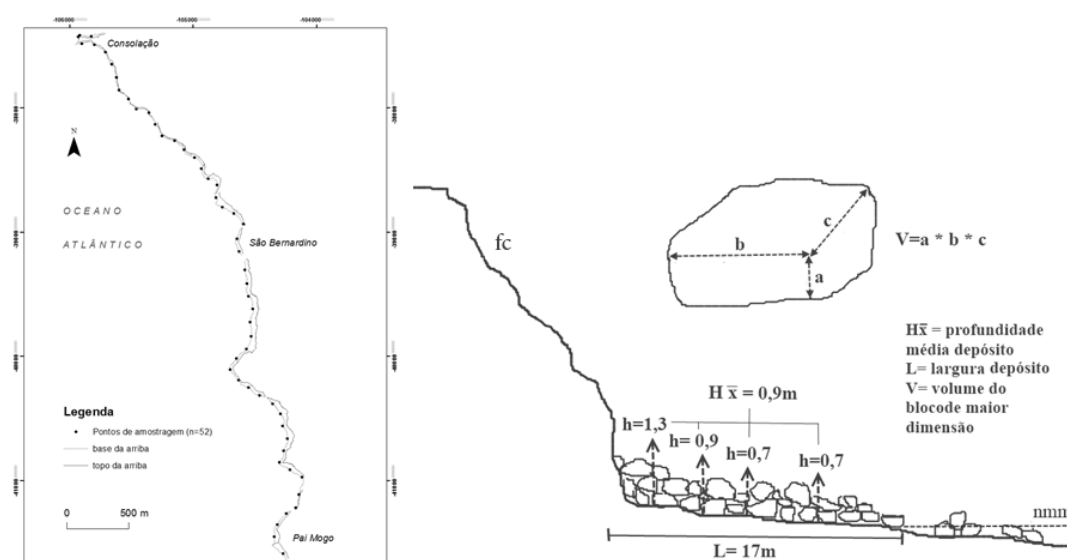


Figura 4. Descrição gráfica das medições efectuadas sobre os depósitos de blocos de sopé em cada ponto de amostragem (fc=face da arriba; mmm= nível médio do mar).

Além destes dois principais parâmetros, foi medido com fita métrica o comprimento das três arestas do bloco de máxima dimensão encontrado no local, por forma a estimar o seu volume, e recolhidas algumas outras características do depósito (quadro 3).

Quadro 3.

Descrição da informação auxiliar recolhida no campo sobre os depósitos de blocos de sopé em cada ponto de amostragem.

Grau de cobertura	Contínuo	Os blocos cobrem totalmente o substrato ao longo do depósito
	Descontínuo	O substrato aflora em espaços normalmente inferiores a um metro
	Esparso	O substrato aflora em espaços superiores a um metro.
	Interrompido	Depósito contínuo interrompido pela plataforma de sopé ao longo de vários metros.
	Ausente	Sem blocos ou com uma quantidade que não forma depósito.

Forma dos blocos	Angulosa	Blocos com formas predominantemente irregulares com vértices e arestas.
	Arredondada	Blocos com formas predominantemente esféricas ou elipsoidais sem vértices nem arestas.
Substrato	Plataforma rochosa de sopé	O depósito apoia-se inteiramente sobre uma plataforma rochosa de sopé.
	Praia	O depósito apoia-se em acumulações de areia.
Outras observações	Presença de sapa na base da arriba, presença de micro-arribas na frente, grau de seleção, sinais de antropização, sinais de meteorização física ou carsificação.	

3.2.4. TRABALHOS EM SAPAS E PLATAFORMAS DE SOPÉ

A recolha de dados morfológicos sobre nichos basais (sapas) e plataformas rochosas de sopé foi abordada em simultâneo durante duas campanhas de campo, nos dias 21 e 22 de Março de 2013.

Segundo observações prévias, as sapas na base da arriba apresentam uma distribuição espacial discreta (bem localizada e delimitada), ao contrário dos depósitos de blocos de sopé que apresentavam uma espacialização mais próxima de uma distribuição contínua. Assim, neste caso optou-se por adquirir medições de todas as sapas que fossem encontradas ao longo do percurso completo (figura 5). Na maior parte dos casos, a sapa pode ser medida com fita métrica. O distanciómetro *laser* foi aplicado quando a dimensão da sapa não permitiu realizar as medições com fita métrica.

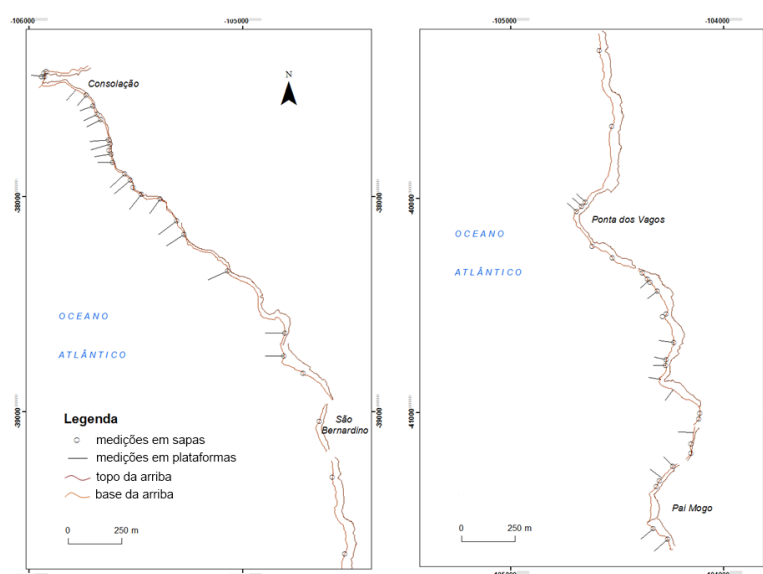


Figura 5. Locais de medição em sapas e plataformas.

Nestas arribas é comum encontrar abundantes bancadas em saliência e cornijas ao longo da vertical duma secção. De forma a estabelecer uma diferença objectiva e reconhecível no campo, consideraram-se verdadeiras sapas só aquelas formas directamente modeladas pelas ondas. Assim, só se tiveram em conta sapas presentes nos primeiros metros a partir da base da arriba e com parede de morfologia erosiva, não só decorrente da dinâmica das argilas cortadas em arriba. Os parâmetros medidos nas sapas estão resumidos na figura 6. Adicionalmente, foi recolhida informação sobre a litologia em que é modelada a sapa, a presença de praia à frente e outras informações de eventual importância.

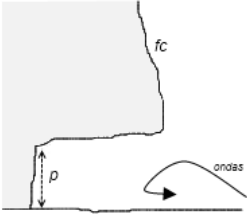
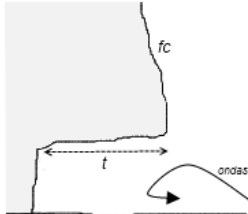
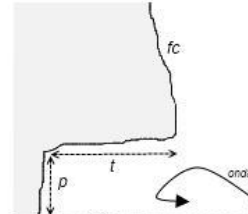
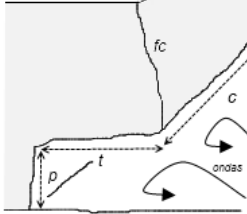
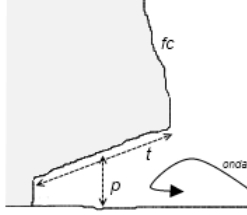
Parede m (p)	Tecto m (t)	Area m ² ($p \times t$)	Volume m ³ ($p \times t \times c$)
			
	Devido a questões litológicas ou estruturais nem sempre o tecto da sapa é paralelo à superfície, encontrando-se inclinado. Nestes casos, onde a altura da sapa não é constante e, portanto, a parede constituiria a altura mínima, decidiu-se tomar a altura de um ponto situado aproximadamente no centro da largura total do tecto. O valor foi equiparado com a altura média da sapa e considerado como valor mais representativo da sua dimensão vertical.		

Figura 6. Descrição gráfica parâmetros medidos em sapas (p =parede; t =tecto; c =comprimento lateral; fc =face da arriba).

A extensão lateral (c) da sapa foi primeiramente avaliada através das fotografias tiradas no campo e das imagens aéreas oblíquas disponíveis, e posteriormente medida e cartografada em ambiente SIG com base na ortofotografia de 2010- IGP.

Das plataformas rochosas de sopé procurou-se conhecer principalmente o seu declive médio nos primeiros 20 metros à frente da sapa, na medida em que este é um fator que influi decisivamente na energia final com que as ondas atacam a base da arriba. Todavia, estas medições encontraram importantes constrangimentos ligados à visibilidade da plataforma, em muitas ocasiões totalmente coberta por blocos ou praia, ou pelo estado da mar, daí que nem

sempre fosse possível realizar as medições e alguns valores tiveram que ser extrapolados a partir de medições feitas em áreas próximas (figura 5). As medidas foram calculadas automaticamente com recurso ao distanciómetro *laser*, tal como se expõe na figura 7.

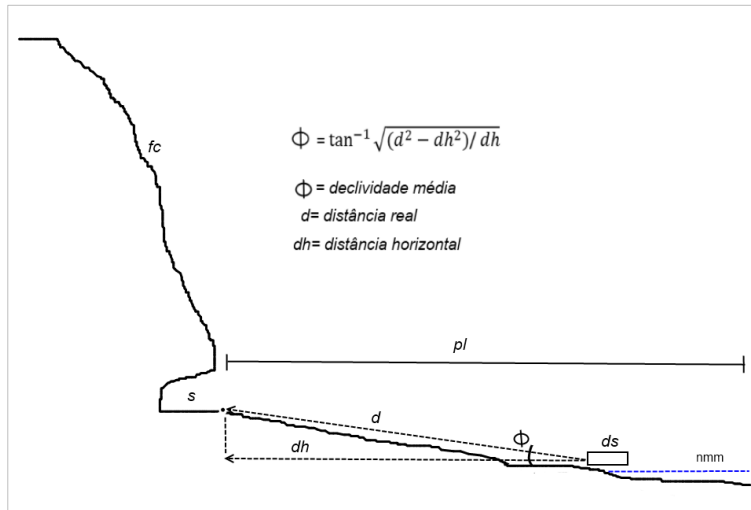


Figura 7. Descrição gráfica das medições efectuadas sobre os depósitos de blocos de sopé em cada ponto de amostragem (fc=face da arriba; s=sapa; ds=distanciómetro láser; plataforma rochosa de sope; nmm= nível médio do mar).

3.3. LEVANTAMENTO DA ALTURA E POSIÇÃO DA CRISTA COM GPS

3.3.1. USO DE GPS NO CAMPO E POS-PROCESSAMENTO

Para a realização do levantamento da altura e posição da crista dos sistemas de arriba, efectuado no dia 16 de Fevereiro de 2013, foi utilizada uma unidade dGPS (*differential Global Positioning System*) marca Magellan Professional ProMark™3, propriedade do Núcleo de Investigação de Sistemas Litorais e Fluviais CEG/IGOT-UL (figura 8). Foram registadas sistematicamente as coordenadas x, y, z, recebidas por um mínimo de 8 satélites (dos 24 atualmente disponíveis para levantamentos GPS) em modo cinemático contínuo a intervalos de 1 segundo, e mantendo o valor PDOP (*Positional Dilution Of Precision*), ligado à precisão dos dados, sempre abaixo de 2. A fiabilidade no posicionamento em modo cinemático é, segundo o fabricante do aparelho dGPS, 0,012m+2,5ppm no posicionamento horizontal e 0,015m+2,5ppm no posicionamento vertical. O percurso do levantamento abrangeu a totalidade do topo dos sistemas de arriba entre Consolação e Paimogo (cerca de 6 km), sendo efectuado o mais perto possível da crista da arriba mantendo as condições de segurança.

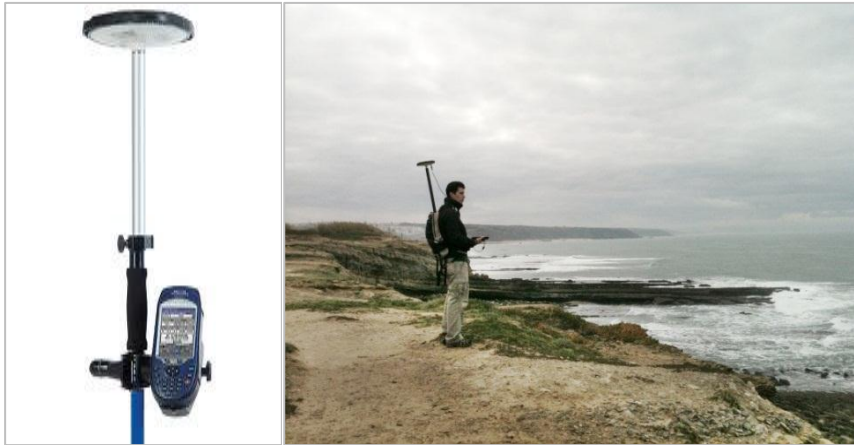


Figura 8. Detalhe da unidade GPS *Magellan Professional ProMark™3* (esquerda) e sua aplicação no campo no dia 16 de Fevereiro de 2013 (direita).

O levantamento foi registado em diversos ficheiros separados, com a antena receptora fixa a uma mochila e procurando manter a sua verticalidade. No final da campanha reparou-se na ausência de dados em três troços na totalidade do percurso (figura 9):

- a) Os 150 m meridionais, desde a localidade de Consolação, por causa da perda de sinal,
- b) Os 160 m meridionais, desde a localidade de São Bernardino, por causa da inacessibilidade, e
- c) 150 m em Forte do Paimogo, por causa da inacessibilidade e risco.

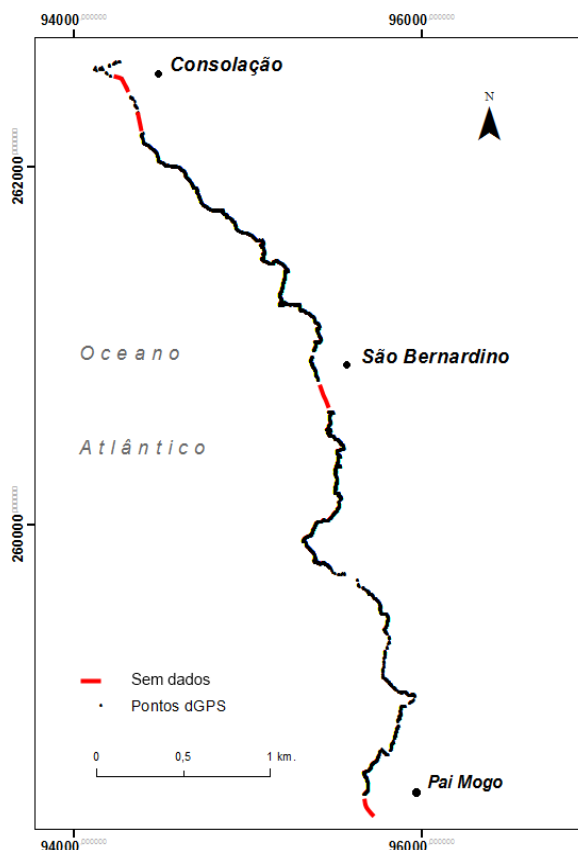


Figura 9. Linha do levantamento com unidade dGPS, com indicação a vermelho dos troços sem dados.

Os dados adquiridos via dGPS precisam ser submetidos a um processo de correção diferencial comumente designado por pós-processamento. Para tal foi gerada uma Estação Virtual de Referência através do serviço informático Rede SERVIR (Sistemas de Estações de Referência de GPS Virtuais) do Instituto Geográfico do Exército. O local

escolhido, definido pelas coordenadas geográficas 39°18'36''N-9°20'45''W, situa-se num ponto da localidade de São Bernardino próximo da crista da arriba, situado aproximadamente a meio da faixa litoral em estudo.

Os ficheiros RINEX (*Receiver Independent Exchange Format*) obtidos da Rede SERVIR foram incorporados no *software* GNSS Solutions 3.00.07 para a correção posicional dos dados recebidos pelo receptor dGPS na campanha de campo e a conversão do sistema de coordenadas WGS84 para o *datum* Lisboa (Lisboa Hayford Gauss IgeoE). O ficheiro resultante do processo de correção diferencial foi incorporado no SIG ArGIS10 para ser visualizado e analisado.

Da recolha de dados em andamento pelo método especificado resultaram 13.688 pontos com coordenadas x,y,z ao fim do percurso. Após a correção dos dados, foram estabelecidos, a modo de limiar, valores máximos de erro em x, y e z a partir dos quais foram apagados os pontos que os ultrapassaram, já que o erro registado durante uma campanha de levantamento com dGPS não é constante. Assim, finalmente ficaram 10.632 pontos considerados válidos, cujos erros estatísticos são resumidos quadro 4:

Quadro 4.

Valores estatísticos do erro para o conjunto dos 10.632 pontos dGPS finais.

	X	Y	Z
Erro máximo (m)	0,12	0,14	0,3
Erro médio (m)	0,10	0,12	0,25
Desvio padrão (m)	0,005	0,007	0,019

3.3.2. POSIÇÃO DA CRISTA DA ARRIBA

Nesta primeira fase de análise, os dados do dGPS ajudaram a corrigir a posição da linha de marcação da crista da arriba, que tinha sido previamente traçada com base na interpretação de imagens aéreas. Assegurado um erro posicional horizontal inferior a 0,27 metros (quadro 4), foi analisada e comparada a posição de todos os pontos em ambiente SIG (ArcGIS10) em relação à linha traçada, verificando-se, no geral, um ajustamento elevado.

Os pontos adquiridos por dGPS, na maior parte dos casos, situavam-se atrás dela, refletindo que os operadores não andaram mesmo na crista. Nos sectores onde a crista era facilmente acessível,

os pontos mostraram-se muito próximos da linha traçada por interpretação de imagens. Noutros sectores onde não era possível aproximar-se tanto à crista, quer por causa da topografia quer por causa da elevada densidade de vegetação, o receptor dGPS registou pontos mais afastados para terra, correspondentes em muitos dos casos com o topo da vertente, não da arriba.

Nos casos em que os pontos caíram do outro lado da linha fez-se, em regra, uma correção da posição da crista e adiantou-se a linha. Porém, a leitura morfológica do terreno demonstrou que em certas ocasiões os operadores do GPS puderam realmente caminhar sobre a face da arriba e levar o receptor dGPS para além da crista em sectores de baixo declive ou onde a topografia do topo é relativamente suave, não se produzindo uma transição abrupta entre a arriba e a plataforma litoral. Nestes casos, a análise geomorfológica foi decisiva para determinar se os pontos correspondiam à verdadeira crista ou então o receptor dGPS tinha sido levado para além dessa linha.

3.3.3. DETERMINAÇÃO DA ALTURA DA CRISTA E COMANDO DA ARRIBA

Após o processo de correção planimétrica, começou a avaliação dos resultados de altimetria obtidos, que serviram para determinar o comando das arribas, variável incorporada como parâmetro físico fundamental na caracterização e modelação.

Para transpor os valores do dGPS para a linha da crista da arriba, cuja posição resulta dos processos descritos anteriormente, implementaram-se uma série de procedimentos informáticos em ambiente SIG (ArcGIS10) que incluíram (figura 10):

- I. Geração de uma rede de pontos com espaçamento regular cada 7 metros sobre a linha da crista da arriba.
- II. Rasterização da rede de pontos GPS em células de 10 metros de lado. Segundo o método de rasterização utilizado, cada célula adquire um valor igual à média dos valores dos pontos contidos nela.
- III. Interpolação bilinear dos dados do dGPS para os pontos da crista da arriba. O algoritmo bilinear aplica a função inversa da distância aos quatro pixéis vizinhos mais próximos.

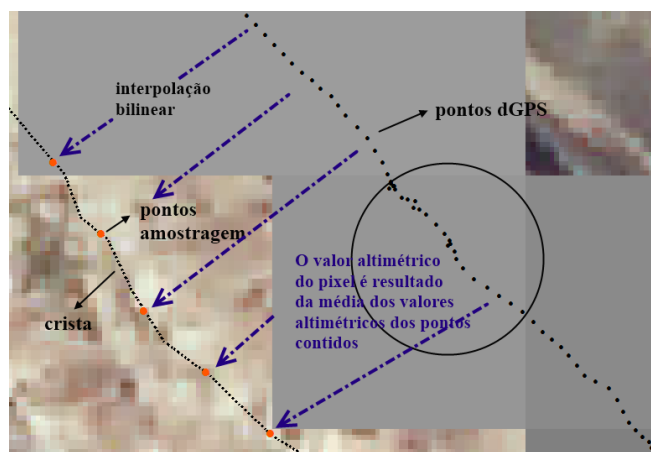


Figura 10. Descrição gráfica do processo de interpolação dos dados dGPS para a crista da arriba.

Quando se verificou que a diferença de cota entre ambas as linhas (crista e passagem dGPS) podia ser da ordem de 1 metro, os pontos da crista ficaram directamente com os valores resultantes do processo de interpolação (caso A, figura 11). Todavia, em casos de ausência completa de dados GPS ou em situações em que se estimou que podiam existir diferenças notáveis entre as distintas cotas (por exemplo, quando a linha de pontos do GPS corresponde ao topo da vertente, não da arriba), foi executada uma amostragem complementar dos pontos da crista sobre o MDT matricial, criado a partir da Carta Militar 1/25.000.

Da comparação dos dados resultantes entre ambos os procedimentos, surgiram diversas situações:

- I. Em troços sem dados GPS e em que os valores altimétricos do MDT mantêm uma elevada coincidência com a altimetria dada pelo GPS nos sectores próximos, então a solução foi adotar directamente os dados de uma amostragem sobre o MDT (caso D, figura 11).
- II. Em troços sem dados GPS, mas onde os valores da amostragem mantêm um desajustamento significativo com a altimetria dada pelo GPS em sectores próximos, a solução adotada foi aplicar uma correção aos valores da amostragem do MDT correspondente à sua diferença média em relação aos dados GPS em tais sectores (caso C, figura 11).

Em troços em que se observa uma coerência entre os dados do MDT e os dados do GPS em áreas de elevado ajustamento, adotaram-se os valores de altimetria do MDT. Se não se encontrar coerência, então o valor final de um ponto correspondeu à média entre o valor do MDT e o valor resultante da interpolação bilinear (caso B, figura 11).

Os dados de altitude são referidos ao *datum* altimétrico do marégrafo de Cascais, correspondendo com a diferença vertical relativa ao nível médio das águas do mar. Por causa da tipologia destas arribas, os valores obtidos constituem necessariamente uma sobrestimação de ordem métrica em relação ao parâmetro procurado, denominado comando da arriba, entendido como magnitude vertical da face da arriba e definido como desnível entre base e topo.

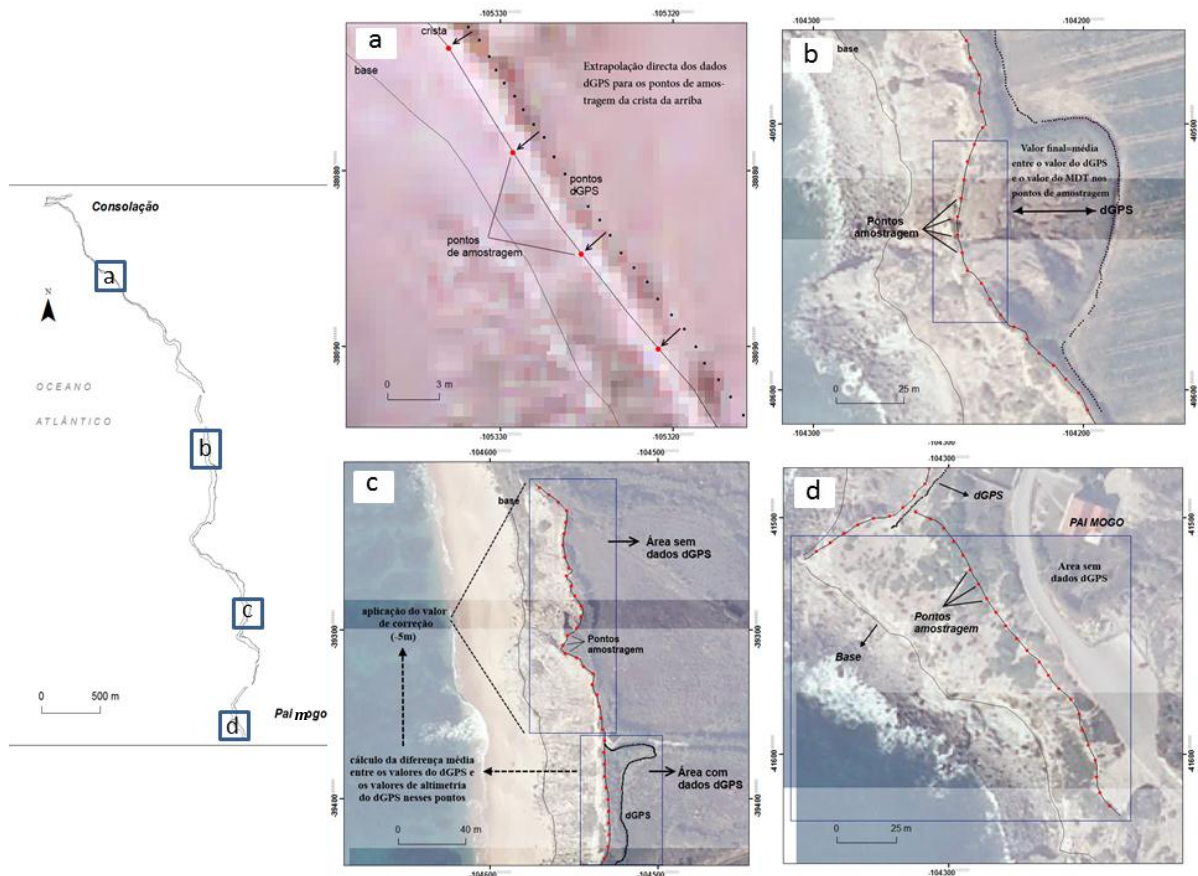


Figura 11. Distintas soluções adotadas para calcular o valor altimétrico final da crista da arriba.

Devido à inexistência de arribas mergulhantes (sem sistemas de sopé) na área em estudo, o valor de comando será sempre inferior ao valor altimétrico, diferença correspondente a uma

faixa ocupada por geoformas de sopé (praias e plataformas de sopé). Por forma a corrigir de maneira aproximada a sobrestimação, foi considerada uma diferença média igual a 3 metros entre o “Zero de Referência” e a base da arriba. Este valor foi subtraído da altitude de cada ponto para obter o valor final de comando.

3.4. RECOLHA DE AMOSTRAS E TRABALHO DE LABORATORIO

Consistiu no tratamento laboratorial de 39 amostras de rocha, retiradas das arribas durante duas campanhas de campo em Fevereiro de 2013 e cuja localização foi convenientemente marcada na fotografia no instante da recolha. O trabalho teve por objectivos:

1. Classificar as rochas do ponto de vista petrográfico.
2. Conhecer o teor de carbonatos de cada amostra, visto que a resistência das rochas à erosão mecânica (por embate das ondas, cursos de água superficiais, precipitação) e a sua competência perante os agentes erosivos, aumenta à medida que se incrementa a quantidade do cimento carbonatado pelo aumento da coesão das partículas.

Procurou-se garantir que as amostras recolhidas abrangessem toda a faixa em estudo, pois o objectivo último era conhecer a sua distribuição ao longo dos 6 km de arribas. A seleção de amostras seguiu um critério baseado na recolha sistemática de fragmentos rochosos das bancadas resistentes e da bancada branda subjacente ao longo de toda a área (figura 12). Porém, no terço norte, a maior alternância da estratificação (devido à menor espessura das bancadas), responsável pela maior heterogeneidade espacial, obrigou à seleção de certos locais representativos.

Os ensaios laboratoriais para determinar o teor em carbonatos das amostras de rocha integraram as seguintes etapas:

- I. Secagem de amostras em estufa (*Memmert*) a 50°C durante mais de 48 horas.
- II. Pesagem a seco, em balança electrónica de precisão (*Kern GJ*) sobre Caixa de Petri.

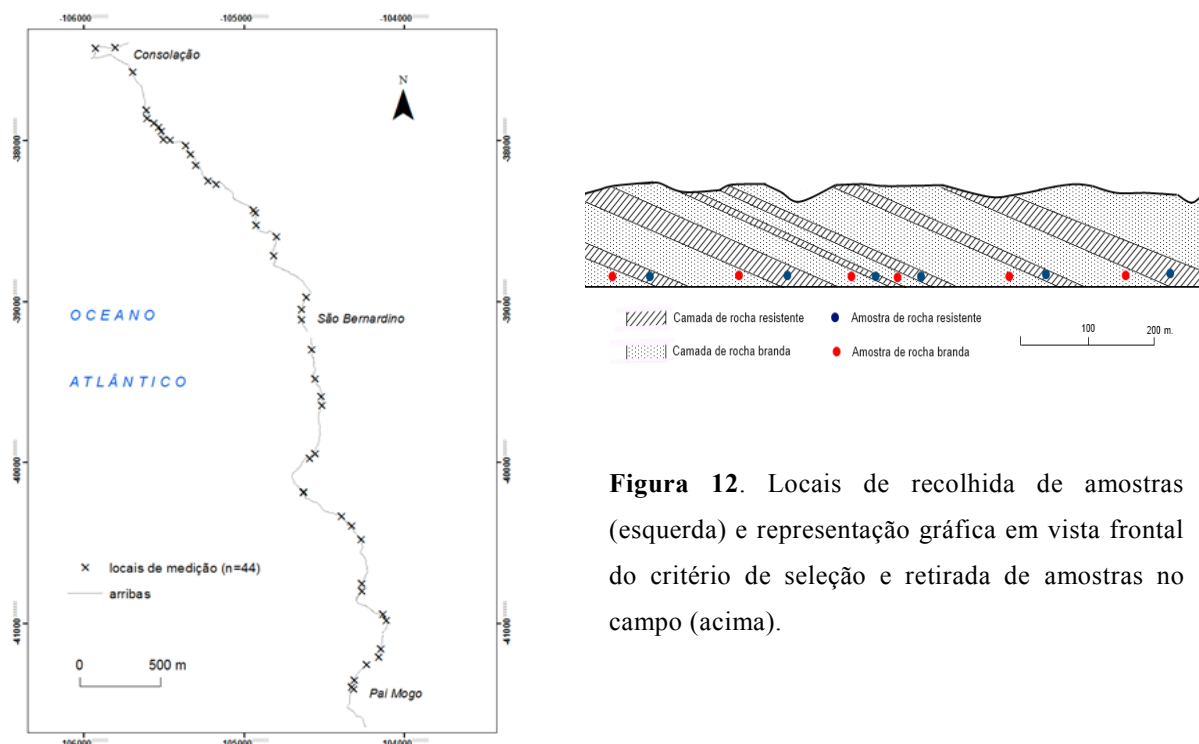


Figura 12. Locais de recolha de amostras (esquerda) e representação gráfica em vista frontal do critério de seleção e retirada de amostras no campo (acima).

- III. Introdução da amostra num copo de precipitação ou *becker* e adição de água desionizada até imersão completa da amostra.
- IV. Tratamento com ácido clorídrico a 30% com adição diária de HCl durante um mínimo de 7 dias até cessar a efervescência.
- V. Lavagem do ácido por sucessivas adições de água desionizada e posterior decantação do sedimento durante um mínimo de 24 horas. Procedimento repetido até ao desaparecimento do HCl.
- VI. Segunda secagem de amostras, depois de lavados do HCl, em estufa (*Memmert*) a 50° até desaparecimento total da água.
- VII. Segunda pesagem em seco, em balança electrónica de precisão (Kern GJ) sobre Caixa de Petri.
- VIII. Obtenção dos resultados: no final do processo, o teor em carbonatos (%) é dado pela diferencia de peso entre a primeira pesagem e a segunda, após a destruição total dos carbonatos pelo ácido clorídrico.

Os dados obtidos permitiram especificar com maior exatidão a natureza petrográfica das rochas talhadas em arriba. Com base na proporção de material destruído pelo HCl e natureza textural do resíduo final resultante, as amostras foram classificadas em 5 grupos: argilitos, siltitos, arenitos, margas e calcários. Os critérios de classificação, adaptados dos limiares propostos por Pettijohn (1957), estão resumidos no quadro 5.

Quadro 5.

Critérios de classificação petrográfica das amostras de rocha

Resíduo maioritário	Teor carbonatos (%)	Grupo
Argila	<35	Argilitos
	35-65	Margas
	>65	Calcários
Silte	<35	Siltitos moderadamente carbonatados
	35-65	Siltitos fortemente carbonatados
	>65	Calcários
Areia	<35	Arenitos moderadamente carbonatados
	35-65	Arenitos fortemente carbonatados
	>65	Calcários

3.5. PARÂMETROS LITOESTRUTURAIS

Em simultâneo com a recolha de amostras de rocha, foram medidas a espessura e inclinação da bancada resistente de onde se tinha retirado o material (figura 13).

Enquanto algumas medições foram obtidas com fita métrica devido à baixa espessura da camada, a espessura das camadas rochosas foi medida geralmente com recurso ao distanciómetro *laser*. Para medir o pendor foi utilizado um clinómetro simples, inclinado a olho nu desde uma distância de vários metros à frente, no sentido e inclinação da camada. O resultado são valores aproximados, pois a manipulação tanto do *laser* como do clinómetro introduz erros inerentes na medição.

Uma vez conhecido o comando das arribas e os valores de espessura das bancadas resistentes, juntamente com a informação litológica derivada dos trabalhos de laboratório, calculou-se a espessura média das bancadas resistentes e a proporção de rocha resistente e branda ao longo da vertical de cada secção de arriba analisada. Para tal, projetou-se uma nova amostragem em

ambiente SIG sobre a linha da base dos sistemas de arriba, baseada em 43 pontos separados por uma distância regular de 140m (figura 13).

3.6. PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS

Quatro parâmetros morfométricos foram incluídos neste trabalho: comando, largura, declive médio e comprimento da face (figura 14). Enquanto os processos para obter a primeira das variáveis já foram explicados, a seguir são descritos os procedimentos que levaram à obtenção dos restantes parâmetros.

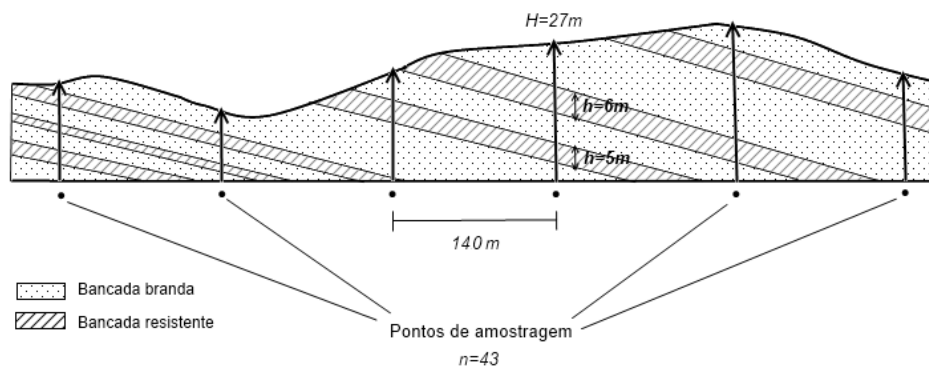


Figura 13. Vista frontal de uma arriba. Representação gráfica do critério de cálculo e representação da espessura média das bancadas resistentes e a proporção de rocha resistente e branda entre Consolação e Paimogo.

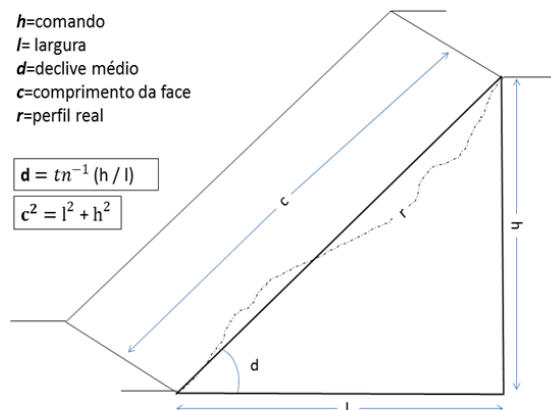


Figura 14. Principais parâmetros morfométricos de uma arriba.

3.6.1. DEMARCAÇÃO DA BASE E CÁLCULOS DE LARGURA DA ARRIBA

Devido às dificuldades relativas ao levantamento da base com dGPS, nomeadamente ligadas ao andamento com antena receptora por superfícies de elevada irregularidade, a delimitação cartográfica da base da arriba foi realizada mediante interpretação morfológica de imagens e identificação simultânea de elementos físicos no campo e na ortofotografia.

A largura da arriba (figura 14) é a distância horizontal (em topografia conhecida como distância reduzida) entre base e topo. Como conceito topográfico, esta distância é a medida do comprimento da linha que separa dois pontos sem atender ao relevo nem à diferença de cota entre eles, o que equivale à distância planimétrica ou distância horizontal medida sobre a projeção do mapa ou plano, neste caso a ortofoto 2010 do Instituto Geográfico Português.

Em SIG, a distância horizontal ou largura da arriba, pode ser calculada por meio da *distância euclidiana* entre base e topo. Assim, com recurso ao *software* ArcGIS10, foi executado este cálculo a partir da linha da base da arriba. Depois, foi realizada uma amostragem de pontos cada 7 metros ao longo da crista das arribas, para finalmente conhecer o valor de largura em cada um desses pontos por amostragem.

Como opção alternativa e para reforçar a medição, foram traçados manualmente segmentos (sub) longitudinais ao declive da arriba, a partir de pontos utilizados para amostrar a *distância euclidiana*. Uma vez traçados, foi possível calcular automaticamente o seu comprimento em ambiente SIG. Esta técnica, muito mais árdua, permite determinar com maior rigor a largura, já que o desenho dos segmentos se faz tendo em conta a direção de inclinação da superfície da arriba.

3.6.2. COMPRIMENTO DA FACE

Este parâmetro define-se como o comprimento do segmento de recta longitudinal ao declive que liga um ponto da base com outro ponto da crista ou topo da arriba. Em topografia, esta magnitude é também conhecida como distância geométrica. Constitui uma modelação da *distância natural*, ou seja, do perfil real da arriba (figura 14).

Calcula-se de maneira simples conhecendo os valores de largura e comando, com os que mantêm uma relação positiva.

$$c^2 = l^2 + h^2 ; \text{ em que } c=\text{comprimento da face (m)} \\ l=\text{largura (m)} \\ h=\text{comando (m)}$$

3.6.3. DECLIVIDADE MÉDIA

O declive médio, como expressão do ângulo médio da face da arriba com o plano horizontal, constitui uma modelação da declividade ao longo do perfil real da arriba (figura 14). Obtém-se conhecendo os valores de largura e comando e aplicando a igualdade:

$$d = \tan^{-1}(h/l) ; \text{ em que } d=\text{declive médio (graus)} \\ l=\text{largura (m)} \\ h=\text{comando (m)}$$

3.7. DETERMINAÇÃO DOS NÍVEIS DE MARÉ E EXPOSIÇÃO ÀS ONDAS

3.7.1. NÍVEIS DE MARÉ

As linhas de baixamar e preiamar foram estimadas e traçadas por interpretação de imagens e visualização em campo. A preimar foi traçada com recurso a fotografias aéreas oblíquas de 2012 e às ortos IGP de 2007, enquanto a baixamar foi traçada com apoio das fotografias aéreas oblíquas de 2009 e das ortos IGP de 2004 (figura 15). Adicionalmente foram feitas observações de campo pontuais, com particular atenção nos dias em que o sistema de previsões do Instituto Hidrográfico de Portugal prognosticava valores de maior amplitude de maré (quadro 6) coincidindo com as horas de campanha.

3.7.2. EXPOSIÇÃO ÀS ONDAS

A exposição foi calculada tendo em conta os principais quadrantes de proveniência das ondas: NW, W e SW.

Para calcular a orientação, a morfologia da costa de arribas, cujo traçado é, por natureza, fractal, foi simplificada e convertida, por processos de interpretação cartográfica, para segmentos rectilíneos representativos de troços com orientação semelhante (figura 16).

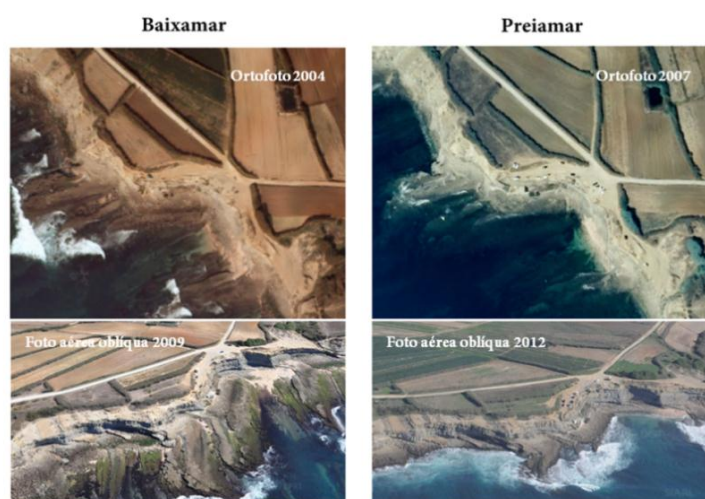


Figura 15. Principais fontes gráficas de apoio na demarcação dos níveis de baixamar e preiamar.

Quadro 6.

Marés previstas e marés medidas nos dias das campanhas de campo.

CAMPANHAS	Previsão Instituto Hidrográfico			Dados do marégrafo de Cascais		
	Baixamar	Preiamar	Amplitude	Baixamar	Preiamar	Amplitude
08-11-2012	1.24	2.72	1,5	1,64	3,09	1,45
14-12-2012	0.30	3.54	3,24	0,80	3,85	3,05
02-02-2013	0.94	3.13	2,19	1,08	3,18	2,1
16-02-2013	1.14	2.94	1,8	1,31	3,06	1,75
22-02-2013	1.13	2.80	1,67	1,53	3,18	1,65
13-03-2013	0.43	3.49	3,06	0,88	3,70	2,82
17-03-2013	1.09	2.94	1,85	-	-	-
21-03-2013	1.52	2.43	0,91	-	-	-
22-03-2013	1.37	2.58	1,21	-	-	-

Calculado o azimute de cada segmento em ambiente SIG, calculou-se a diferença entre cada valor resultante e o azimute dos três vectores teóricos: NW, W e SW. Assim, os valores resultantes poderão oscilar entre 90°, em troços de máxima exposição onde a onda incide de maneira perpendicular, e -90° em cenários de máximo abrigo à ondulação.

3.8. CARTOGRAFIA DE USOS DO SOLO

Os usos do solo e a ocupação humana da plataforma litoral adjacente merecem particular

atenção por serem fatores com capacidade demonstrada para alterar a dinâmica natural dos sistemas de arriba. Tendo por objecto contar com esta informação, foi produzida cartografia vectorial do uso do solo no território contíguo.

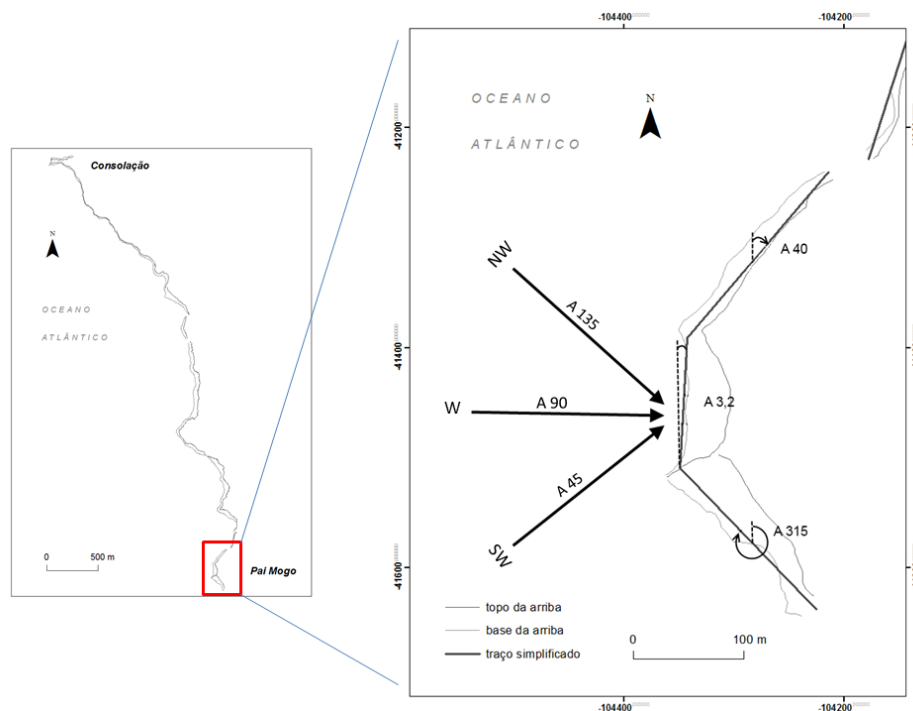


Figura 16. Representação gráfica parcial do processo de cálculo da exposição das arribas às principais direções de procedência das ondas.

Para tal, estabeleceu-se um perímetro convencional de 200 metros (suficiente para cumprir com o objectivo da pesquisa) em ambiente SIG, a contar da crista, e iniciou-se um processo de fotointerpretação das imagens ortorectificadas de 2010 em falsa cor ou infravermelho (IGP, 2010), não se definindo área mínima cartografável. Utilizaram-se sete classes (quadro 7), adaptadas do sistema de classes da Carta de Ocupação do Solo de Portugal Continental (2007).

Quadro 7

Definição das classes utilizadas na produção de cartografia de uso do solo de pormenor.

CLASSE	DEFINIÇÃO
Vegetação nula ou esparsa	Áreas sem vegetação numa percentagem superior ou igual a 75% desde que o coberto por árvores seja inferior ou igual a 10% (COS2007).
Vegetação herbácea	Pastagens permanentes e vegetação

	herbácea natural (igual ou superior a 25%). Presença de árvores florestais com um grau de coberto sempre inferior a 10% (COS2007).
Matos	Áreas cobertas por espécies de porte arbustivo.
Culturas temporárias	Culturas cujo ciclo não excede um ano (anuais), normalmente sob regime de rotação anual ou plurianual. Inclui regadios e sequeiros (COS2007).
Planos artificiais de água	Superfícies de água formadas em depressões ou represas de origem humana, com frequência utilizadas para agricultura.
(a) Tecido urbano contínuo e (b) outras áreas construídas	(a) Áreas de tecido urbano com superfície total impermeabilizada superior ou igual a 80% (COS2007). (b) Construções isoladas.
Estradas	Vias de trânsito asfaltadas.
Caminhos não ordenados	Vias sem asfaltar geradas pelo trânsito não regulado. Consideraram-se aqui só aquelas com capacidade para trânsito de viaturas.

4. ÁREA DE ESTUDO E SEU ENQUADRAMENTO

Este trabalho trata 6 km de costa de arribas situada no litoral centro de Portugal, entre a ponta da Consolação, a norte ($39^{\circ}19'29''\text{N}$ - $9^{\circ}21'33''\text{W}$), e o promontório do Forte de Paimogo, a sul ($39^{\circ}17'18''\text{N}$ - $9^{\circ}20'31''\text{W}$), em território dos concelhos de Peniche (85%) e da Lourinhã (15%), delimitado pela Praia da Consolação para norte e pela Praia do Paimogo para sul (figura 17).



Figura 17. Área de estudo e principal toponímia. A vista em três dimensões foi gerada por sobreposição Ortofoto 2010 IGP num modelo TIN.

Esta faixa litoral de arribas encontra-se plenamente aberta ao Oceano Atlântico e submetida a um regime de ondulação de alta energia e um ambiente de meso a macro-mareal, que faz aumentar a sua vulnerabilidade; facto que, junto com o aumento da pressão humana sobre o

território e sobre os seus sistemas biofísicos, torna especialmente interessante e necessário os estudos de geografia física do litoral de arribas desta região.

A atracção que os espaços litorais exercem na sociedade pode explicar-se pela importância dos seus recursos e propriedades naturais e, ainda, pela sua relevância geo-estratégica. Assim, o litoral, se bem que abrangendo apenas 6% da superfície, envolve 26% da produção a nível mundial (Ramos-Pereira, 2001) e aproximadamente 50% da população do planeta reside num raio de 60 km da costa (Castedo *et al.*, 2012). Já em Portugal, os concelhos litorais concentram mais de $\frac{3}{4}$ da população, gerando densidade populacional dupla da média nacional (a que acrescem fluxos sazonais significativos) e onde se produz a maior parte do PIB (Freitas & Andrade, 2010). Este fenómeno de concentração da população na faixa litoral tem sido devidamente apelidado de litorização (Delgado, 2001).

As potencialidades económicas deste território, ligadas aos valores naturais intrínsecos do litoral, e a sua localização neste quadro territorial e socioeconómico, fazem com que esteja numa situação favorável à proliferação de processos de litorização. Embora se localize a cerca de 65 km de distância da aglomeração central (Lisboa), fica envolvido na Área Metropolitana da *Grande Lisboa* e perto de uma área como Peniche, um polo de desenvolvimento local. A difusão e expansão territorial a partir da aglomeração central de Lisboa caracterizam os novos padrões de localização residencial e das actividades económicas da região metropolitana, cada vez mais perto de se converter numa região urbana polinuclear, onde as actividades se organizam em complexas redes de interação e complementaridade vertebradas por densas redes de infraestruturas multimodais.

Os processos de metropolização que operam ao nível regional condicionam em larga medida as formas e dinâmicas económicas e populacionais. Neste sentido, o Concelho de Peniche e sua região enquadrante, como espaço litoral com forte atratividade pelos seus recursos intrínsecos, tem vindo a experimentar há já algum tempo os efeitos da difusão industrial e residencial, bem como do consumo turístico do espaço. Ultrapassada a década de 1960, a pressão populacional tem sido cada vez maior, sobretudo a partir do ano 2000 (*Carta Educativa de Peniche*, 2007). Sobre a forte tradição do sector primário, ainda muito presente, e uma indústria

fundamentalmente ligada à pesca, Peniche tem vindo a experimentar uma crescente terciarização, bem como uma franca expansão dos serviços turísticos e da construção (PROT-OVT, 2009).

Como já se referiu na parte introdutória, uma consciência crescente nas distintas esferas da sociedade sobre os problemas ambientais decorrentes da ocupação humana que ameaçam os territórios litorais, tem promovido iniciativas legislativas tendentes a proteger, regular e gestionar a actividade humana nestes espaços do ponto de vista da sustentabilidade. Com este intuito nasceram em Portugal em 1993 os POOC (Planos de Ordenamento da Orla Costeira), considerados os instrumentos legais com maior incidência no litoral pelo seu carácter integral e transversal aos poderes municipais. Neles contemplou-se levar as ações de planeamento a uma faixa terrestre de proteção de 500m a partir da linha de costa e a uma faixa marítima delimitada pela batimétrica 30m.

A área de estudo insere-se no Plano de Ordenamento da Orla Costeira de Alcobaça-Mafra (nascido em 2002 por Resolução do Concelho de Ministros), que abrange o troço de costa dos concelhos de Alcobaça, Nazaré, Caldas da Rainha, Óbidos, Peniche, Lourinhã, Torres Vedras e Mafra (figura 18).

Nas primeiras linhas da resolução que aprova o POOC, exprime-se a principal aspiração com que foi elaborado: “a conciliação entre a conservação dos valores naturais e patrimoniais, o uso público e o aproveitamento económico dos recursos naturais com vista à definição de regras de uso e ocupação”.

Marques (2009) considera os POOC uma verdadeira oportunidade para definir as regras aplicáveis à ocupação humana e uso das áreas costeiras. Porém, segundo o mesmo autor, como consequência da ausência de standardização, os planos costeiros em aplicação apresentam diferenças substanciais não relacionadas com processos litorais específicos, atividades, particularidades económicas regionais ou definições estratégicas dos usos preferenciais do território, mas nomeadamente com os interesses das agências de promoção e grupos envolvidos na elaboração dos planos (Marques, 2009).

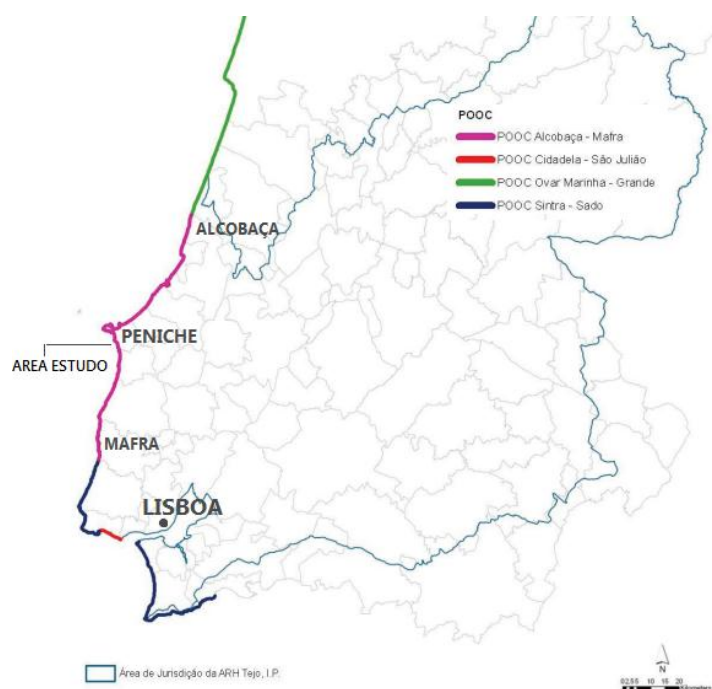


Figura 18. Distribuição dos POOC ao longo do litoral da Estremadura (Avaliação dos POOC da área de jurisdição da ARH do Tejo, 2011).

Araújo (1999), por sua vez, chama a atenção sobre algumas deficiências na conceção dos POOC, referindo os casos de inadaptação da sua distribuição espacial em relação à estrutura e natureza geológica das diferentes áreas litorais, a arbitrariedade do limite 500m a partir da LMPMAVE (Linha Média Preia Mar de Aguas Vivas Equinociais) ou a sua visão imóvel face às variações do nível médio do mar ou dos desequilíbrios sedimentares. Veloso Gomes (2007), em referência aos documentos elaborados pelas Comissões de Coordenação e Desenvolvimento Regional (CCDRs) em 2005, alerta para a necessidade de preparar POOCs de segunda geração, incorporando os estuários e as zonas sob jurisdição das Administrações Portuárias, até a data não incluídas.

Finalmente, outros elementos como a Rede Ecológica Nacional (REN), a Rede Natura 2000, a Rede Fundamental de Conservação da Natureza (RFCN), a Reserva Agrícola Nacional (RAN) ou o Regime Florestal, completam o complexo quadro legal e de proteção ambiental em que se enquadra a área de estudo.

5. OS SISTEMAS DE ARRIBA ENTRE CONSOLAÇÃO E PAIMOGO

5.1. ORIGEM E EVOLUÇÃO DAS ROCHAS TALHADAS EM ARRIBA

5.1.1. A ORIGEM MESOZÓICA

As rochas que compõem as arribas em estudo procedem dos sedimentos depositados na Bacia Lusitânica durante o Oxfordiano e Kimmeridgiano (Jurássico Superior), fazendo parte actualmente de 2/3 da paleo-bacia que aflora na área continental emersa (Kullberg *et al.*, 2006). Portanto, do ponto de vista geológico, as rochas em que são talhadas estas arribas ficam integralmente enquadradas na Orla Mesozóica Ocidental de Portugal.

A geração, na margem continental portuguesa, da Bacia Lusitânica, a ocidente, e algarvia, a sul (Ramos-Pereira, 1991), resultou de forças tectónicas extensivas (processos de *rifting*) que, por sua vez, desencadearam a maior escala, a individualização da microplaca ibérica e o início da abertura do Oceano Atlântico a partir do Triássico (figura 19).

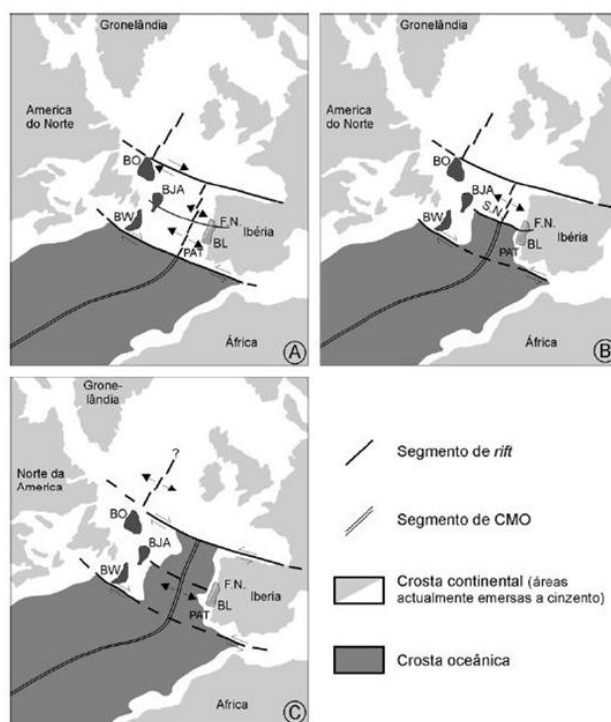


Figura 19. Reconstruções paleotectónicas do Atlântico Central e Norte em três intervalos relacionados com a fragmentação continental e consequente oceanização (Kullberg *et al.*, 2006).

A morfometria da paleo-bacia Lusitânica tem sido descrita comumente com 250 km de comprimento por 100 km de largura e 23,000 km² de área (Pena dos Reis *et al.*, 1996), limitada a leste, durante o Jurássico Superior, pela massa hercínica do bloco paleozoico ibérico (através das falhas de Porto-Tomal e Setubal-Pinhal Novo) e, a oeste, pelo *hórst* hercínico da Berlenga (Pena dos Reis *et al.*, 1996; Kullberg *et al.*, 2006), para além do qual, para W, situar-se-ia a Bacia de Peniche (Kullberg *et al.*, 2006). O sistema de falhas normais articularam os processos de distensão crustal e geraram a sua configuração dominante NNE-SSW ou NE-SW, controlada pelo movimento de rotação para leste da Placa Iberica (Brunet, 1992, em Pena dos Reis *et al.*, 1996) (figura 20).

Resultado da configuração estrutural adquirida, a bacia funcionou durante o Jurássico Superior, segundo Hill (1989), como elemento de captação e acumulação de sedimentos provenientes do Maciço Hespérico. Este facto foi favorecido pela dinâmica subsidente, que atingiu a sua máxima intensidade na transição do Oxfordiano para o Kimmeridgiano (Pena dos Reis *et al.*, 1996). O pacote sedimentar que colmatou a Bacia Lusitânica assentou sobre compartimentos fraturados do soco paleozóico. Na zona axial da bacia, o pacote sedimentar pode atingir cerca de 4 km de espessura (Pena dos Reis, 2003; Almeida *et al.*, 2000). Ainda hoje, a estrutura actual reflecte, em grande medida, a estrutura final da bacia, apesar de ter sido submetida a compressão tectónica durante o Cenozóico (Kullberg *et al.*, 2006).

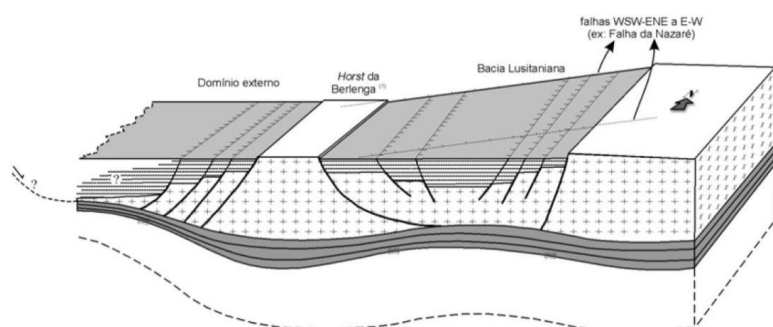


Figura 20. Modelo tridimensional esquemático da estrutura da Bacia Lusitaniana no Kimmeridgiano Inferior (de Kullberg *et al.*, 2006).

A faixa litoral de Consolação a Paimogo, a sul do Cabo Carvoeiro, ocupou uma área ocidental da paleo-bacia Lusitânica. Actualmente é flanqueada a leste pelas estruturas diapíricas submeridianas, a oeste pelos relevos estruturais hercínicos do *hórst* da Berlenga, também de

orientação sub-meridiana, a norte pela Falha de Nazaré (W-E), e a sul pela Falha de Torres-Vedras. O diapiro de Caldas de Rainha prolonga-se para sul da Serra de El Rey pelo pequeno diapiro de Bolhos, e mais para sul, pelo diapiro de Vimeiro (Almeida, 2000).

As estruturas diapíricas (figura 21), de origem cretácica, possuem uma importância de primeira ordem na configuração tectónica regional da plataforma litoral, bem como no controlo dos mecanismos de sedimentação neste sector. Uma importância tal, que alguns autores têm vindo a reconhecer dois grandes quadros morfoestructurais dentro da Bacia Lusitânica. De um lado, aquele submetido à influência dos movimentos halocinéticos *post-rifting* dos depósitos gypsíferos e salíferos cretácicos, designados por Margas de Dagorda, onde hoje encontramos depressões tifónicas; e do outro lado, aquele que, não sendo atingido pela influência desses materiais, é controlado apenas pelos sistemas de fraturas normais e falhas lístricas do soco hercínico.

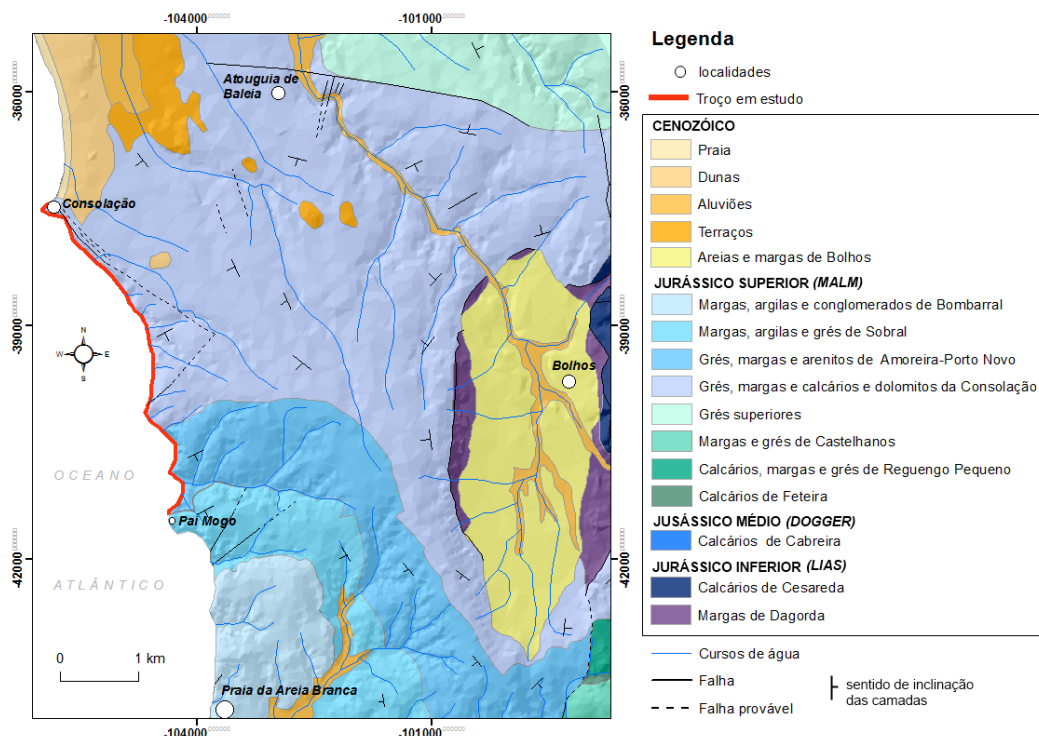



Figura 21. Mapa Geológico da região (baseado no Mapa Geológico de Portugal, folhas 26-C e 30-A). À direita do mapa pode ver-se a depressão tifónica de Bolhos, coberta por areias e margas miocénicas e enquadrada nas unidades jurássicas em que é cortada a plataforma litoral até começo dos níveis quaternários a norte.

As constantes oscilações eustáticas e alterações nos ciclos tectônicos e erosivos dentro da bacia foram responsáveis pela geração de uma grande variedade de ambientes de sedimentação (marinhos, lacustres, deltaicos, continentais) e processos diagenéticos, no tempo e no espaço. Assim, entre os pacotes de rochas sedimentares que compõem a Orla Mesozoica Occidental encontra-se uma grande variedade petrográfica e sedimentológica: argilas, arenitos, margas, calcários, sais, gessos, etc. Tanto a nível regional quanto a nível local, a elevada diversidade petrográfica e graus de tectonização e fraturação, promove constantes mudanças verticais e laterais entre formações e fácies (figura 21).

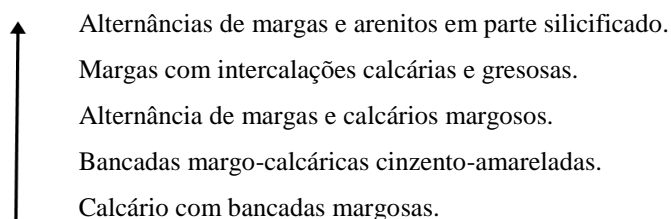
Os Serviços Geológicos de Portugal têm vindo a reconhecer duas diferentes unidades geológicas na costa entre Consolação e Paimogo (Mapa Geológico de Portugal, 1999): a Unidade Amoreira-Porto Novo e a Unidade Consolação (figura 21), ambas incluídas dentro das designadas Camadas de Alcobaça na Carta Geológica de 1960 (França *et al*, 1960). A esse respeito, Marques *et al*. (2010) salienta as diferenças relacionadas com a precisão da descrição das unidades cartografadas na folha de Lourinhã (30-A) de 1960 e 1999, tanto na legenda como na notícia explicativa, que revelam a evolução no conhecimento geológico.

Os designados *Grés, margas, calcários e dolomitos da Consolação* (Manupella *et al*, 1999), do Oxfordiano superior-Kimeridgiano inferior, afloram, ao longo de 4,5 km aproximadamente, entre Ponta dos Vagos e Forte da Consolação (Manupella *et al*, 1999), onde começa, para norte, um extenso sistema de praia-duna (Praia da Consolação), desenvolvido em época histórica sobre um compartimento tectónico deprimido desta unidade e limitado para o interior pelos níveis de assoreamento fluvial da antiga baía de Atouguia de Baleia.

Segundo a Notícia Explicativa do Mapa Geológico (Folha 30-A, Lourinhã), a Unidade da Consolação é composta pela seguinte série:

- 
- 40 metros de arenitos com tendência ao desaparecimento dos carbonatos.
 - 20 metros de arenitos mais grosseiros com frequente sedimentação oblíqua.
 - 30 metros de margas areníticas com intercalações de calcários arenosos.
 - 75 metros de alternância rítmica de calcários e de arenitos argilosos e/ou argilas calcárias siltosas.
 - 21 metros de calcários margosos areníticos e margas calcárias.
 - 14 metros de siltes argilosos e margosos com intercalações de calcários margosos.

A série geológica observada nas arribas a SE da Consolação, segundo um corte inédito de P. Choffat (em França *et al*, 1960), reflete bem os primeiros níveis da série descritos na carta de 1999, pois mostra a seguinte sucessão:



A segunda unidade, cuja designação completa na carta geológica é *Grés, margas e arenitos da praia Amoreira-Porto Novo* (Manupella *et al*, 1999), tem sido datada do Jurássico superior Kimeridgiano. Na zona de estudo é cortada em arribas desde Paimogo (39°17'18"N- 9°20'31"W) até a Ponta dos Vagos, ao longo de aproximadamente 1,5 km. A sul, em Paimogo, contacta com o Kimeridgiano superior-Titoniano das denominadas *Margas, argilas e grés de Sobral* (Manupella *et al*, 1999), formação imediatamente mais recente que aquela, sobre a que se apoia. Segundo Manupella *et al*, (1999), formam uma unidade composta por sedimentos areníticos e argilitos, fácies já essencialmente continentais. Pode ser enquadrada dentro da conhecida como *Formação Lourinhã* (Hill, 1989; Leinfelder & Wilson, 1998 - em Myers *et al.*, 2012), cujos elementos primários são as areias de canais fluviais, depósitos de grãos finos de origem ribeirinha e sedimentos argilosos das planícies fluviais de então, para além de depósitos deltaicos perto da base da série.

Com base na análise laboratorial de 39 amostras e de acordo com os critérios de classificação expostos na metodologia (quadro 5), verificou-se a presença de 5 grupos de rochas sedimentares: arenitos, siltitos, argilitos, margas e calcários. A figura 22 representa a percentagem de cada grupo nos resultados dos ensaios laboratoriais.

Nas arribas entre Consolação e Paimogo, o dispositivo sedimentar mesozóico apresenta-se numa alternância rítmica de camadas de espessura variável e natureza petrográfica diversa, dispostas em estruturas monoclinais de inclinação médio-baixa (10°-20°) basculadas para SSE (com certas inversões estruturais detectadas nas campanhas de campo) (figura 23).

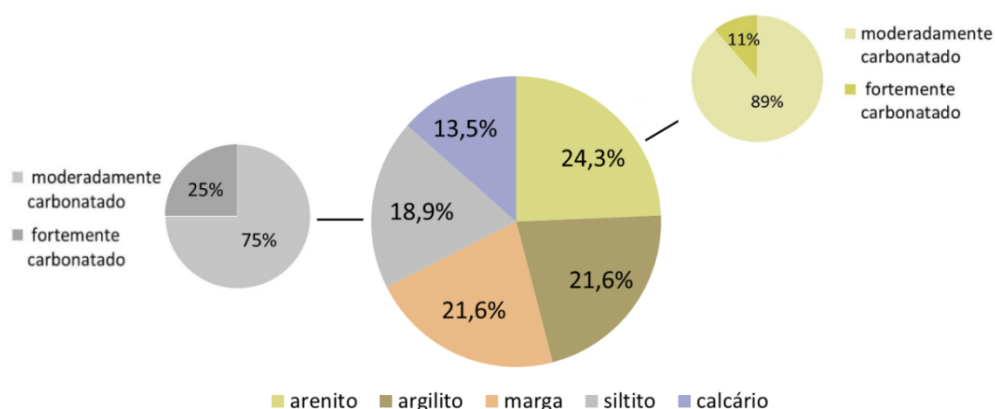


Figura 22. Classificação petrográfica das 38 amostras de rocha retiradas das arribas entre Consolação e Paimogo.

Esta estrutura, caracterizada pela constante variação lateral e vertical de fácies, é decorrente da evolução tectónica e morfológica da Bacia Lusitânica, bem como das mudanças climáticas e oscilações eustáticas, em escala de milhões de anos.

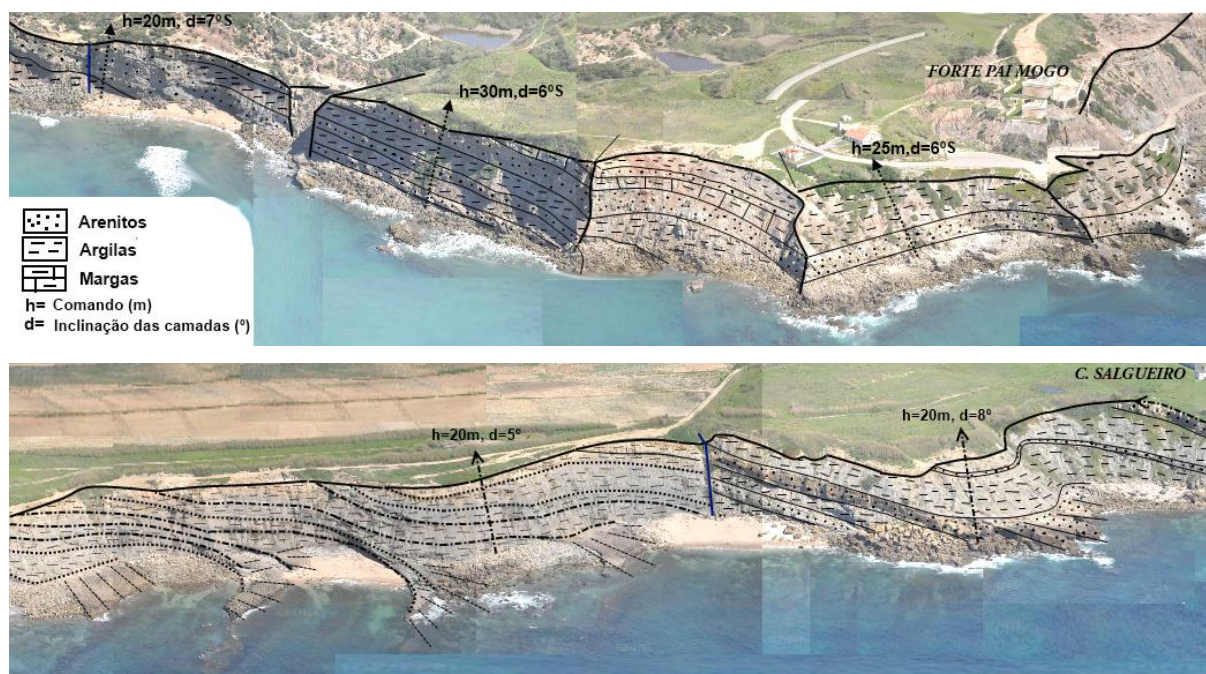


Figura 23. Esboço da estratificação das rochas cortadas em arriba entre Consolação e Paimogo em vista frontal sobre mosaico de fotografias oblíquas de SIARL-IGP.

Quando rochas sedimentares de resistência variável à erosão mecânica e química ficam expostas aos agentes externos, as formas resultantes expressam as diferenças nos ritmos de erosão (Griggs e Trenhaile, 1994). As consequências geomorfológicas desta configuração estrutural, que serão tratadas em detalhe no capítulo dedicado aos fatores condicionantes da dinâmica e morfologia actuais, podem classificar-se em dois tipos:

1. Contrastes laterais no grau de competência das rochas da base das arriba preferencialmente expostos ao ataque das ondas, decorrentes da inclinação da sequência monoclinal. Este facto terá relação directa com a morfologia final da linha de costa.
2. Contrastes verticais na resistência dos materiais perante os agentes erosivos, decorrente da estratificação sedimentar em camadas rochosas de diferente natureza petrográfica. Este facto terá uma influência principal na configuração dos perfis verticais das arribas.

5.1.2. MORFOGÉNESE QUATERNÁRIA

É expectável que o entalhe dos sistemas de arribas tivesse começado após a estabilização do nível médio do mar nos níveis actuais. Segundo Dias (2004, 2005), essa estabilização aconteceu há cerca de 5.000-3.000 anos BP. Submetidas aos agentes de modelação marinhos, os volumes rochosos aflorantes teriam começado, nessa altura (5.000-3.000 anos BP), a sua evolução geomorfológica para a formação dos sistemas e formas litorais observáveis hoje.

A linha de costa tem seguido uma tendência essencialmente regressiva desde o Ultimo Máximo Glaciário (UMG) (figura 24), há cerca de 18.000 anos BP, quando se situava a algumas dezenas de quilómetros para o largo da actual, próxima do bordo da plataforma continental, a profundidades compreendidas entre 120 e 140 m (Dias, 1987, 1997; Magalhães, 1999; Rodrigues *et al.*, 2000). O actual promontório de Peniche estaria então afastado da linha de costa cerca de duas dezenas de quilómetros, e as actuais ilhas do Arquipélago de Berlengas e os tómbolos de Peniche e Baleal, constituiriam relevos elevados, como pequenas serras com altitude superior a 110 m dentro do território emerso (Paixão, 2011).

Depois do UMG, instalar-se-ia até a atualidade uma tendência para o aquecimento climático global e a elevação do nível médio do mar, com intervalos de transgressão (18.000-16.000 anos BP; 13.000-11.000 anos BP; 10.000-5.000? anos BP) e outros de relativa estabilização (16.000 anos-13.000 anos BP). Esta tendência foi interrompida significativamente só no período frio denominado Dryas Recente (11.000 BP), responsável por nova descida do nível do mar em cerca de 20 m, até a batimétrica 60 m (Dias, 2004; Rodrigues *et al*, 2000).

O Dryas Recente foi seguido por uma nova etapa transgressiva das águas, iniciada no Holocénico, há cerca de 10.000 anos BP, e prolongada até 5.000-3.000 anos BP, no decurso de um período conhecido por Optimo Climático Holocénico (Dias, 1997). Na transição 4-3 milénio BP verifica-se ligeiro abaixamento da temperatura, o qual marca o final do Óptimo Climático e o início do período Neoglaciário (Dias, 1997). As águas marinhas, que se estima, puderam ter ultrapassado o nível actual no litoral norte de Portugal durante os últimos compassos do Óptimo Climático Holocénico, atingiram então, finalmente, o nível atual. Desta vez as ilhas Estelas e Berlenga isolaram-se definitivamente do restante território emerso, enquanto Peniche e Baleal exibirão, até época histórica, contornos insulares (Paixão, 2011).

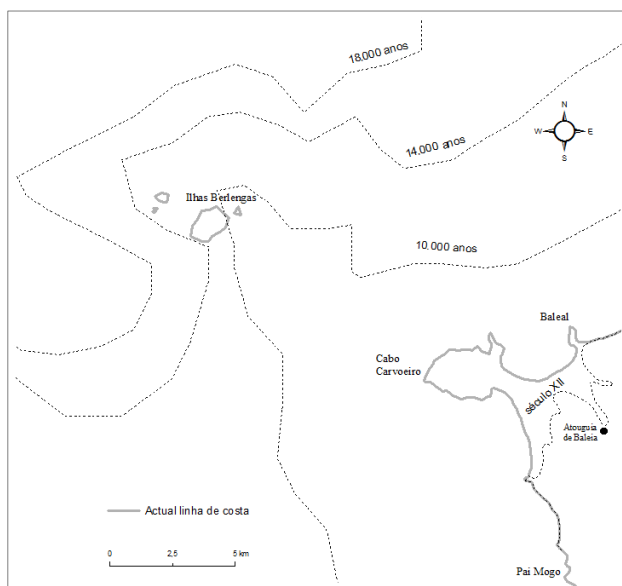


Figura 24. Evolução da linha de costa (a tracejado) desde o Último Máximo Glaciar (adaptado de Dias, 1997 e Paixão, 2011).

A partir da estabilização, um complexo sistema morfogenético composto por agentes marinhos e continentais começou a incidir sobre a nova faixa, gerando os ambientes litorais da actualidade.

Freitas e Andrade (2009) defendem que nos primeiros compassos do último ciclo transgressivo holocénico (até 5000-6000 BP), o litoral era muito mais recortado do que no presente, com reentrâncias em zonas baixas e vales fluviais inundados, tendendo a linearizar na segunda metade na procura do seu equilíbrio morfodinâmico, à custa da erosão de saliências e preenchimento sedimentar de reentrâncias. Soares (1945) argumenta que, considerando o início da vida de um troço costeiro com a transgressão marinha, a fase inicial será uma costa sinuosa, com saliências e reentrâncias, ligadas à topografia de um sistema de drenagem continental. A partir desse cenário, a costa iria evoluindo lentamente para a sua regularização, devido à concentração da energia da ondulação nos promontórios (por refração) e a sua dissipação nas reentrâncias. King (1972) defende que na primeira fase da formação litoral a costa tem forma recortada, a área marítima adjacente é declivosa e se caracteriza pela ausência de praias e depósito arenosos. Então começaria a evoluir por concentração da energia das ondas nos promontórios e dissipação nas baías. Além disso, a acção das ondas sobre rochas de diferente natureza originaria uma erosão diferencial que poderia tender a aumentar a irregularidade da costa, enquanto as primeiras formas sedimentares apareceriam na forma de restingas, praias encastradas, barreiras ou tómbolos.

Recolhendo estes argumentos, a morfologia da costa de arribas a sul do Cabo Carvoeiro é uma questão particularmente interessante que se aprofundará mais à frente.

Para além das pequenas oscilações do nível do mar e a alternância de ciclos mais ou menos construtivos (acumulativos), a mudança local mais destacável em termos de impactes territoriais, ambientais e geomorfológicos, nos últimos séculos, foi o repentino processo de assoreamento fluvial e marinho da antiga Baía de Atougua de Baleia. O desencadeamento deste processo, enquadrado entre os séculos XII a XVI (Blot, 2003; Dias, 2004, Henriques, 2004; Henriques *et al*, 2002), deu origem à união a terra das pequenas ilhas de Peniche e Baleal, através de estruturas em tómbolo, bem como à génese dos sistemas de praia-duna de Peniche-Baleal e da Consolação (Paixão, 2011), por causa da migração para o exterior da linha de costa. Sabe-se que este processo tem sido resultado do incremento da erosão hídrica e do transporte de

sedimentos pelos cursos fluviais, decorrentes da deflorestação antropogénica e da progradação dos espaços cultivados nas bacias hidrográficas.

O recuo total que a faixa rochosa terá sofrido nos últimos milénios é uma questão difícil de resolver. Marques (2007), através da comparação da sequência de fotografias aéreas 1947 e 1991, estabeleceu taxas médias de recuo anual para os grandes troços costeiros rochosos da Estremadura. Neste documento determina-se, tal como se mostra no quadro 8, que o recuo possui uma variabilidade entre sectores de ordem significativa e que tal variabilidade está controlada em grande parte pela natureza litológica da costa.

Por exemplo, no troço litoral localizado imediatamente a norte da Península de Baleal, constituído por materiais do jurássico superior de natureza eminentemente argilosa, regista, segundo os cálculos extraídos de Marques (2007), uma taxa de apenas 2 mm/ano. Porém, desde a Ribeira do Vale Benfeito (39,38°N/9,30°W) para norte, a transição para arenitos e conglomerados cretácicos, faz aumentar o recuo para 10 cm/ano (Neves -2004- calculou 15 cm/ano na rocha do Gronho por análise das fotos aéreas de 1958 e 1995, tendo-se intensificado drasticamente a partir de tal data devido a desequilíbrios dinâmicos induzidos pelo homem).

Para o conjunto em estudo, o recuo médio anual obtido por Marques (2007) foi de 1 cm, porém, à escala em que foi feito este trabalho pode encobrir diferenças importantes ao longo dos 6 km de arribas que separam Consolação e Paimogo.

Quadro 8.

Taxas de recuo estimadas para distintos sectores de arribas (adaptado de Marques, 2007).

	Taxa de recuo médio anual	Recuo máximo local anual	Recuo total aproximado últimos 3000 anos
Sector Baleal-Galiota ⁽¹⁾	2 mm	5 m	6 m
Sector Consolação-Paimogo	1 cm	5-7 m	30 m
Sector Baleal-Galiota ⁽²⁾	10 cm	5 m	300 m

⁽¹⁾ A sul do Vale Benfeito ⁽²⁾ A norte do Vale Benfeito.

De acordo com estes dados é extremamente simples estimar um recuo das arribas, entre Consolação e Paimogo, da ordem de várias dezenas de metros nos últimos 3.000 anos (quadro 7).

Todavia, está bem documentada a variabilidade em tempos históricos dos múltiplos forçamentos a que estão sujeitos os processos de erosão em arribas (tais como o regime de ondas, de maré, o eustatismo, o regime pluviométrico, os ventos, o abastecimento sedimentar ou as mudanças do coberto vegetal), pelo que se desaconselha tomar estes dados para além de simples referências comparativas.

5.2. DINÂMICA ACTUAL

5.2.1. FATORES DESENCADEANTES E PROCESSOS DE EVOLUÇÃO PRIMÁRIOS

As arribas entre Consolação e Paimogo estão expostas a uma ampla gama de processos erosivos primários, que operam reduzindo o volume das massas rochosas. Estes processos têm origem tanto marinha quanto continental, e sua intensidade e amplitude de incidência dependem da combinação num dado local entre fatores condicionantes, elementos estáticos relacionados com a natureza, morfologia e estrutura das arribas, e os agentes desencadeantes, elementos e forças físicas externas que induzem as mudanças (agentes marinhos e atmosféricos).

É importante diferenciar entre erosão e recuo. Estritamente, enquanto erosão se refere à perda de massa rochosa na face da arriba ou no sopé, expressa em unidade de massa ou volume, o recuo implica um comportamento regressivo de carácter horizontal no topo da arriba, expresso em unidades métricas por ano. Com frequência os processos de erosão primários não comportam directamente o recuo das arribas, mas estão na base da ocorrência dos fenómenos em que realmente se corporiza, os movimentos de massa. Estes desencadeiam-se pela evolução dos processos e formas de erosão primários, uma vez ultrapassados determinados limiares geomórficos de estabilidade.

5.2.1.1. Processos associados ao regime de ondas

O mar é considerado o principal agente morfogénico do litoral. A ondulação, juntamente com outros elementos da dinâmica marinha, tais como o regime de marés ou as correntes, são os

principais fatores forçadores da dinâmica dos sistemas litorais, em geral (Ramos-Pereira, 2008), e dos sistemas de arribas em particular. Dado a costa ocidental portuguesa estar, globalmente, submetida a um regime de ondulação energético, torna-se particularmente importante o conhecimento dos padrões da sua dinâmica. Segundo Griggs & Trenhaile (1994), nas costas onde o regime de ondas é mais energético, como é o caso da faixa litoral entre Consolação e Paimogo, os mecanismos erosivos dominantes são aqueles derivados da energia cinética das águas (acção hidráulica das ondas e abrasão).

5.2.1.1.a. Acção hidráulica

Inclui os efeitos sobre as rochas da força de impacto das ondas (*water hammer*), as pressões exercidas pela energia da massa de água (*hydrotatic pressure*) e, sobretudo, a compressão e descompressão repentina de volumes de ar presos nas fissuras rochosas (Sunamura, 1983; Davidson-Arnott, 2011) (figura 25), que pode ser suficientemente poderosa para deslocar blocos da face da arriba (Gresswell, 1957). A acção hidráulica inclui também a extracção dos fragmentos (*quarrying*). A capacidade erosiva das ondas depende de dois fatores: da energia da ondulação ao largo e da topografia da plataforma continental próxima, o que determina o tipo de onda que se regista junto da base da arriba: não rebentada, rebentada ou em rebentação, quando exercem maior força e pressão (Neves, 2004).

5.2.1.1.b. Abrasão (*corrasion*)

Desgaste ou ruptura do material rochoso por ataque directo de ondas carregadas com grãos de areia, seixo, calhaus e blocos (King, 1972; Davies, 1972). A intensidade do processo abrasivo num dado local depende da energia das ondas e da disponibilidade de partículas e fragmentos rochosos para serem projetados contra as rochas (figura 25). A eficácia da abrasão também diminui rapidamente com a profundidade da coluna de água (Robinson, 1977). Distingue-se da acção hidráulica em que implica desagregação física real de rocha coesa e inclui o que comumente se denomina *attrition*. Este processo define-se como o desgaste e ruptura de fragmentos rochosos caídos das arribas por acção das ondas. Após o processo de *attrition*, os fragmentos são mais facilmente utilizados como elementos de abrasão, podem ser transportados

pela corrente de deriva (King, 1972) ou podem ser depositados e fazer parte das praias (Bird, 2011).

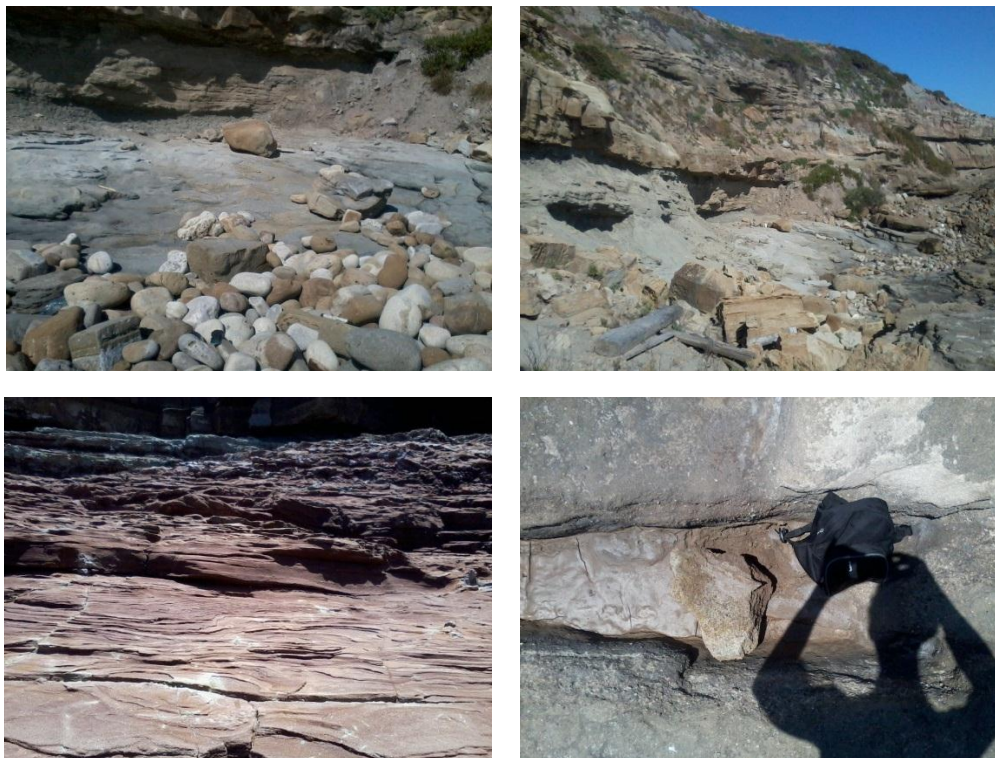


Figura 25. Superfícies modeladas por acção hidráulica e abrasão na *plataforma alta de sopé*.

O regime de ondas determina a eficácia e intensidade dos processos erosivos por acção hidráulica e abrasão, além de controlar os ritmos de remoção e desagregação dos depósitos de sopé e condicionar a intensidade dos processos de meteorização química e física e a sobrevivência das suas formas associadas.

Da observação das séries das estações de Sines e Leixões (as únicas que se mantêm ativas no litoral ocidental português e que possuem séries de dados de mais de 10 anos), Paixão (2011) salienta a elevada frequência de altura significativa (H_s) entre 2-3m, principalmente nos meses de verão, e a ocorrência de situações excepcionais em meses de inverno, em que $H_s \geq 7,5m$. A altura máxima de onda (H_{max}) mais frequente atinge 5m, verificando-se situações em que o valor é excedido para o dobro ($H_{max} \geq 10m$), principalmente nos meses de inverno, ou ainda para valores mais extremos, em que $H_{max} \geq 15m$ (Paixão, 2011).

Trindade (2011), com base numa série antiga de dados da extinta boia ondógrafo de Peniche (1980-1985), publicada por Costa (1992), conseguiu determinar alguns parâmetros interessantes da estação, apesar da escassa amplitude e das falhas de integridade na série. Segundo os resultados as classes mais frequentes de H_s localizam-se entre 1m e 3m (74,8% das ocorrências) e os valores mais frequentes de H_{max} situam-se entre 2 e 5m (67,7% das ocorrências).

Andrade (1999) e Soares (1999) desenvolveram estimativas com base em modelos numéricos em Baleal (período 1996-98) e ao largo de Peniche (período 1989-98), respetivamente. Andrade (1999) encontrou a frequência máxima de H_s entre 1 e 2m (50%) e uma frequência de 9% para $H_s > 5m$, enquanto Soares (1999) calculou uma H_s média anual de 2,4m.

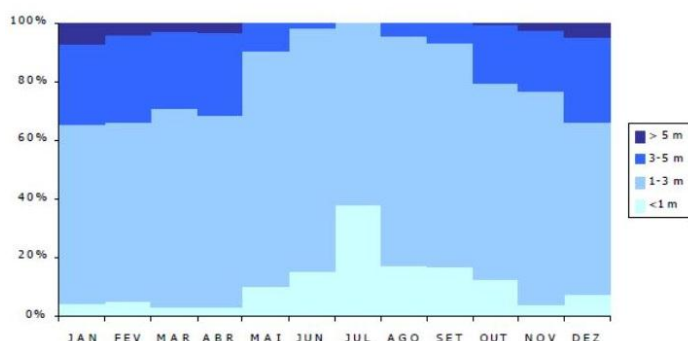


Figura 26. Variação ao longo do ano da distribuição mensal de H_s na Figueira da Foz (Costa, M. *et al* (2001).

Os rumos mais frequentes ocorrem no octante NW, sendo também frequentes os rumos provenientes dos quadrantes próximos do W durante o inverno em situações de elevado hidrodinamismo (Costa, 1994). Segundo Ramos-Pereira (2001), na costa ocidental portuguesa o denominado Mar de Noroeste ocorre, em média, 280 dias por ano.

Este padrão dominante de NW detém, aliás, a maior parte dos temporais ($H_s > 5m$) (Costa *et al.*, 2001), embora aqueles mais severos tenham componente W, os chamados por Pires (1985) de Temporais do W. É necessário salientar também a ocorrência do designado por Mar de SW (Ramos-Pereira, 2008), já que, embora pouco frequente, muitas vezes comporta situações ondulação muito energéticas (alturas médias de 7m - Neves, 2004), importantes pela sua capacidade morfogenética.

É preciso ter em conta que, junto das arribas, a compressão da coluna de água e o contacto das ondas com o substrato por proximidade à linha de costa, provocam a redução do comprimento das ondas e aumento da sua altura, redução dos períodos de onda e viragem da vaga até ângulos de ataque próximos da perpendicular.

A magnitude do Cavo Carvoeiro, após o fecho secular da antiga baía de Atouguia de Baleia, impõe uma forte interrupção da corrente de deriva (direção N-S, ainda que com inversões temporárias, sobretudo em inverno sob ondulação de SW - Ramos-Pereira, 2008) e exerce um efeito de sombra hidrodinâmica na propagação das ondas responsável pela geração de uma extensa área de acumulação sedimentar a sotamar, a Praia da Consolação, situada no flanco Sul do tómbolo. Expectavelmente, isto deve ter efeitos na diminuição da ondulação na área em estudo, localizada imediatamente a sul da Praia da Consolação. Porém, não se obteve qualquer contraste nos parâmetros de onda H_s e H_{max} nas séries de dados das estações *Windguru* (<http://www.windguru.cz/pt/>) de Praia Branca e Óbidos para os meses de inverno de 2007-2008, 2008-2009 e 2009-2010.

5.2.1.2. Meteorização

Além dos processos associados diretamente à energia cinética das ondas, outros grupos de processos de erosão primários têm lugar nos sistemas de arribas, embora às vezes enmascarados. A intensidade e amplitude de incidência dos processos de meteorização dependem de fatores fundamentalmente climáticos, marinhos, litológicos, geomórficos e ainda biológicos.

5.2.1.2.a. Meteorização por águas marinhas (*water-layer watering*)

Inclui todos os processos de meteorização mecânica e química, nomeadamente hidroclastia, haloclastia e, em muita menor magnitude, outros como oxidação-redução ou hidrólise, que operam sobre as rochas quando molhadas cíclicamente pelas águas do mar. Operam até o nível máximo atingido pelas águas, incluindo por cima o efeito de salsugem e *spray*. Bird (2011) salienta que a parte alta da faixa entre marés é a zona mais afetada.

O regime de marés determina a extensão da zona afetada pelo cobrimento periódico das águas e o impacto das ondas (King, 1977; Griggs e Trenhaile, 1994), determinando a intensidade e ritmo dos ciclos de meteorização (bem como da acção hidráulica e abrasiva). Na área de estudo domina um regime de meso a macro-mareal favorável ao desenvolvimento destes processos. Na estação maregráfica de Peniche (dados do ano 2010) têm sido medidos valores extremos de preiamar viva=3.90m (acima do 0 hidrográfico), baixamar viva=0,20m (acima do ZH) e amplitude da maré= 3,70m (Paixão, 2010).

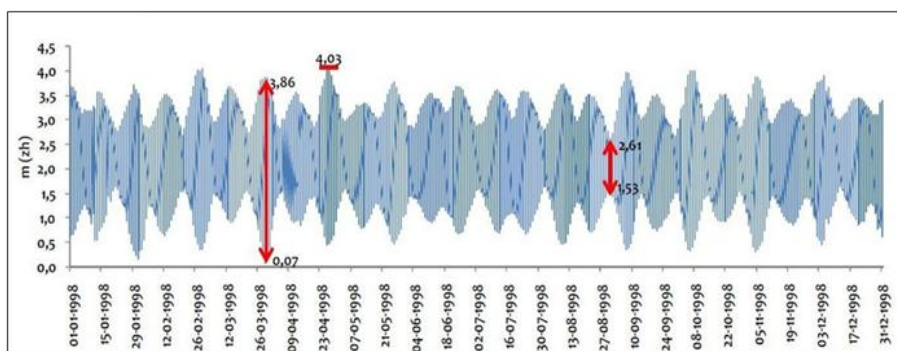


Figura 27. Alturas da maré medidas acima do ZH durante o ano 1998 no mareógrafo de Cascais (Trindade, 2010), onde se constata os ciclos quinzenais de marés vivas e mortas, com indicação dos valores extremos registados.

Segundo Davies (1972), a hidroclastia e haloclastia têm máxima efectividade quando associadas a climas áridos de elevada evaporação e regime de marés diurno. Na área de estudo, as condições climáticas e marítimas para os processos de meteorização por águas marinhas, sobretudo hidroclastia e haloclastia, são ideais durante o verão, pois as temperaturas médias mensuais, com valores máximos na estação mais seca e valores mínimos na estação mais chuvosa, apresentam características típicas do clima mediterrâneo (Ramos, 1986). A evapotranspiração potencial nestes meses aumenta drasticamente ao coincidir os meses de maior radiação solar (Junho, Julho, Agosto e Setembro) com os de menor quantitativo de precipitação, conferindo-lhe um carácter xérico. Assim, a dessecação dos solos e rochas adquire maior significância em contraste com os meses mais chuvosos (figura 28).

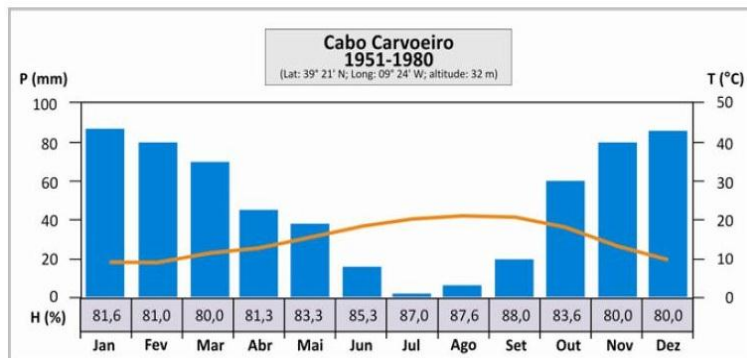


Figura28. Gráfico termopluviométrico da estação de Cabo Carvoeiro, com indicação da humidade relativa média mensal (INMG, 1991). Constatase como a temperatura média mensal é maior do que o dobro da pluviosidade nos meses de verão.

Entre Consolação e Paimogo a hidroclastia e haloclastia operam conjuntamente (difícil diferenciá-los em campo) modelando formas tipo *honeycomb* (So, 1987; Matsukura e Matsuoka, 1991; Griggs e Trenhaile, 1994, Bird, 2011), sobretudo em rochas detríticas de grão fino, areníticas e siltosas (Bird, 2011), e rochas argilosas. A importância destes processos radica na geração de microformas de erosão produto da desintegração física e química da rocha, que contribui para a erosão progressiva da base ou sopé da arriba, além do rebaixamento da plataforma rochosa e desagregação dos depósitos de sopé (figura 29).



Figura 29. Superfícies modeladas por haloclastia e hidroclastia na *plataforma alta de sopé*, com formas tipo ninho de abelha ou *honeycomb* (esquerda).

Embora seja um elemento secundário quanto à erosão directa sobre arribas, o vento, agente com forte presença no litoral por causa dos contrastes locais na pressão atmosférica, controla, através da variação sazonal da sua força cinética e da sua direcção ao longo do ano, a quantidade e alcance do salitre e humidade que penetra nas arribas por efeito do *spray* acima do nível máximo das águas (importante na haloclastia e hidroclastia), além do controlo directo sobre a geração e comportamento das ondas marinhas.

A estação do Cabo Carvoeiro regista vento de norte (*Nortada* -Ramos- Pereira, 2011-) durante grande parte do ano, sendo particularmente dominante durante os meses de primavera e verão. Outras direcções frequentes são as provenientes do quadrante NE, aquando das velocidades mais reduzidas, e do NW, quadrante que nos meses de Novembro, Dezembro e Fevereiro, detêm as velocidades médias mais elevadas do ano (Neves, 2004). Na estação do Cabo da Roca segue-se o mesmo padrão, só que aquí o vento de NW, preponderante durante os meses de Novembro a Maio, detém maior importância no balanço. Os ventos NW e N, para além de mais frequentes, também aquí são os que alcançam velocidades médias anuais mais elevadas (figura 30).

Por causa desta configuração as arribas com exposição ao quadrante norte serão as mais afectadas pela humedificação e a penetração de cristais de sal nas rochas.

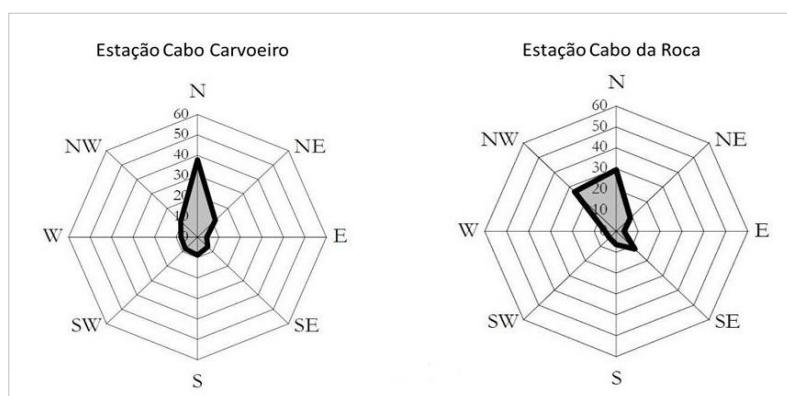


Figura 30. Percentagem de observações anuais dos vários rumos do vento na Estação Climatológica do Cabo Carvoeiro e Cabo da Roca. (Neves, 2004; a partir das Normais Climatológicas de 1931-60, SMN, 1965).

5.2.1.2.b. Meteorização por águas continentais

A água de chuva tem efeitos, sobretudo, em processos de hidroclastia na face da arriba. Em rochas argilosas, sobretudo esmectites e montmorillonites, capazes de experimentar enchimento

por hidratação, a saturação hídrica e os ciclos de expansão e contração estão na base do desencadeamento de processos de deslocação de material das vertentes ao longo das superfícies expostas. Por outro lado, as águas continentais podem promover a lavagem dos cristais de sal da faixa entre marés e aminorar a acção haloclástica.

Apesar do coeficiente variação anual da precipitação (26%) ser dos mais baixos a nível do país devido à sua situação litoral (Ramos, 1986), o regime sazonal de chuvas caracterizado pelos contrastes pluviométricos entre inverno e verão, marca fortes variações temporais no teor de humidade das rochas cortadas em arriba, facto que afeta especialmente as rochas argilosas (sobretudo de tipo montmorillonitas/smectitas), sobre as que induz processos de enchimento por humidificação e contração por dessecação que se podem tornar num importante mecanismo erosivo (Griggs e Trenhaile, 1994).

Durante o período de máxima precipitação, a acumulação de chuvadas mantêm as rochas mais argilosas perto do seu ponto de saturação, conferindo-lhes um comportamento plástico que pode desencadear a ocorrência de movimentos de massa, tais como deslizamentos ou escoadas.

A precipitação média na estação do Cabo Carvoeiro para o período 1951-1980 foi de 591 mm, distribuídos por cerca de 110 dias (Ramos, 1986; Soeiro de Brito, 2005; Paixão, 2001). O período mais chuvoso compreende os meses de Outubro a Abril, e destes, Dezembro e Janeiro são os mais chuvosos com valores de 81,7 mm e 88,6 mm, respetivamente. Os meses mais secos são Julho e Agosto com quantidades de precipitação <6 mm (Paixão, 2011). Neles, como sublinha Ramos (1986), existe uma secura estival bem marcada. Na série 1951-1980, 29,2% dos meses de Julho e 16,7% dos meses de Agosto, a precipitação foi nula.

5.2.1.2.c. Termoclastia

Além de controlar os ciclos de humidificação-dessecação, a temperatura do ar tem efeitos diretos na meteorização mecânica das rochas através da *termoclastia*, processo que implica a desagregação das rochas por ciclos térmicos de expansão e contração. Na região, a temperatura média do ar dos meses de inverno situa-se cerca de 11°C, entre Maio e Outubro as médias mensais ultrapassam 15°, sendo iguais a 18,3° e 18,2° em Agosto e Setembro, respetivamente.

Da mesma maneira, a média da temperatura mínima do ar nos meses de inverno é de cerca de 8°C, e atinge 20,4° nos meses de verão (Soeiro de Brito, 2005; Paixão, 2011).

Para que a termoclastia seja um processo morfogenético eficaz, o clima deve apresentar oscilações e amplitudes térmicas de certa ordem de grandeza. Na área de estudo, por efeito da regulação térmica oceânica (trocas de massas de ar mar-terra, aumento da humidade atmosférica), as amplitudes térmicas anuais, bem como as oscilações diárias, são relativamente baixas, pelo que a termoclastia terá uma influência importante, mas secundária, nos processos de evolução geomorfológica.

5.2.1.3. Dissolução

Afecta particularmente as arribas calcárias (King, 1972), margosas e detríticas com alto conteúdo em carbonatos (ex. dissolução intergranular em arenitos) (figura 31).

5.2.1.3.a. Por águas marinhas

As águas marinhas normalmente estão saturadas em carbonatos pelo que a máxima actividade corrosiva acontece durante a noite devido à diminuição da temperatura das águas e o aumento do CO₂ marinho, uma vez que o dióxido de carbono produzido por respiração animal não é consumido pela fotossíntese vegetal.

Promove a geração de formas cársicas na faixa entre marés e na zona de *spray* (Griggs e Trenhaile, 1994). Nesta última, as partículas de água misturadas com o dióxido de carbono atmosférico podem atingir maior corrosividade. Este processo tem a máxima expressão nos ambientes calcários tropicais, onde acontecem, por exemplo, as formas mais espectaculares de sapamento basal (*notching*), ainda maiores que aquelas geradas por processos de abrasão e acção hidráulica em ambientes temperados (Bird, 2011). Na faixa de estudo a expressão maior ocorre nos espectaculares lapires em mesa do terço norte.

5.2.1.3.b. Por águas continentais

Apesar de não ter a constância e amplitude de incidência da acção marinha, as águas de chuva e as águas de escoamento superficial, são mais agressivas do que as águas do mar, por não estarem

saturadas em carbonatos. No terço norte da faixa de estudo, as águas superficiais formam canais de dissolução nas bancadas calcárias que funcionam como tubos de evacuação.



Figura 31. Dissolução intergranular superficial de arenitos (esquerda) e dissolução de calcários em forma de cavidades tipo *pipes* (direita).

5.2.1.4. Erosão biológica

Organismos marinhos e terrestres cuja atividade biológica produz efeitos erosivos nas arribas e plataformas de sopé. No ambiente marinho, em condições favoráveis (ambientes calcários, particularmente tropicais), a erosão biogénica pode consumir volumes rochosos pelo menos à mesma velocidade do que outros processos de meteorização (Bird, 2011). Os organismos erodem por perfuração, raspagem, pastagem ou ainda por dissolução por meio de fluidos exudados; até determinada profundidade que marca o seu limiar biológico de sobrevivência e, então, cesam (Davies, 1972). Na faixa de estudo têm sido registadas densas colonizações biológicas na faixa ente marés.

5.2.1.5. Erosão hídrica superficial e infiltração

São processos subaéreos que dependem de uma imensa variedade de fatores climáticos, edáficos, litológicos, topográficos e humanos. De uma forma geral, o escoamento superficial concentrado (*runnof*) é o processo de erosão hídrica superficial responsável pela desagregação e transporte de maior número de partículas rochosas pelas vertentes de arribas, ligando-se a

substratos impermeáveis e/ou a chuvadas intensas. O ravinamento (*gully erosion*) e a sulcagem (*rill erosion*) são os resultados mais típicos do escoamento superficial concentrado.

Como salienta Ramos (1986), o coeficiente de variação da precipitação nos meses de verão é maior do que 100%, facto que reflecte, nestes meses por natureza secos, a ocorrência de fortes chuvadas concentradas no tempo. O efeito erosivo superficial destas chuvadas torrenciais pode ver-se então aumentado por causa do fenómeno de encrostramento por *splash* e impermeabilização do substrato. Segundo Regüés e Torri (2002), a retração que experimentam as argilas ao se desidratarem, produz também um reordenamento estrutural, uma diminuição da porosidade e consequentemente um efeito de compactação ou encrostramento da matriz argilosa que afeta todas as partículas.

Devido à dessecação e perda de volume, pode produzir-se a abertura de fendas nas rochas argilosas. Durante os periodos mais secos do verão, estas fendas podem ser exploradas pelas chuvadas torrenciais. Quando a água se infiltra pelos poros das rochas, planos de estratificação, falhas e fraturas, sobretudo através do sector da plataforma litoral mais próximo às arribas, alargam-se as descontinuidades internas da massa rochosa, debilitando a força de tensão normal relativamente às tensões tangenciais (Zêzere, 2005) e promovendo a ocorrência movimentos de vertente. Assim mesmo, a infiltração promove o aumento das pressões nas paredes das arribas. Alguns dos movimetos de massa mais profundos podem ser atribuidos às pressões induzidas pelo incremento da água subterrânea.

Os processos descritos, designados aqui por *processos evolutivos primários*, são o motor básico da génese e evolução geomorfológica dos sistemas rochosos litorais e dos sistemas de arriba em particular. Os fatores desencadeantes e os fatores condicionantes regulam a sua intensidade, formas de actuação e combinação no espaço, das que dependem, finalmente, a morfologia que adota a linha de costa, a morfologia dos perfis verticais e o desenvolvimento dos diferentes tipos de geoformas. Além disso, também determinam, quando combinadas com a força da gravidade, o ritmo e magnitude dos movimentos de massa a as suas formas associadas que, frequentemente,

se convertem nos fenómenos principais em que se materializa a evolução dos sistemas de arriba: desabamentos, balançamentos, deslizamentos, escoadas, etc.

A seguir, aprofunda-se a relação destes e outros fatores na morfologia dos sistemas de arriba.

5.2.2. GEOMORFOLOGIA E FATORES CONDICIONANTES

5.2.2.1. Morfologia da linha de costa

5.2.2.1.a. Caraterísticas litológicas

A litologia desempenha um papel fundamental como fator condicionante sobre o que operam os agentes forçadores da evolução geomorfológica dos sistemas de arriba. A composição mineralógica e textural das rochas determinam propriedades tão importantes como a permeabilidade, vulnerabilidade à alteração e, fundamentalmente, a resistência à acção mecânica (Neves, 2004), que adquirem um peso decisivo nos ritmos erosivos, na configuração morfológica da linha de costa e na dinâmica dos sistemas. King (1972) considera que o tipo de rocha é um fator mais importante na erosão das arribas do que outros, como a exposição. O autor dá o exemplo da costa britânica, onde a erosão é muito mais intensa na costa leste, abrigada dos ventos e ondas do Atlântico, mas composta maioritariamente por rochas menos competentes.

A linha de costa evolui pela erosão diferencial promovida pelos contrasteis laterais na resistência mecânica dos materiais. Entre Consolação e Paimogo, os contrastes laterais são decorrentes das estruturas monoclinais basculadas para SSE (10°-20°), formadas por camadas de diferente espessura e diverso grau de resistência à erosão mecânica e à alteração.

Cinco grandes grupos de rochas foram identificados nas arribas entre Consolação e Paimogo: argilas, margas, arenitos, siltitos e calcários. Como já se mencionou, as fácies calcárias (intercaladas com argilas e margas) concentram-se no extremo norte e vão progressivamente sendo mais escassas para sul, até quase desaparecer cerca de 1,2 km da Consolação. A primeira camada arenítica de série sedimentar foi identificada nas imediações de *C. Salgueiro* na sequência das campanhas de campo (figura 32). Daí, para sul, começa o domínio dos arenitos,

alternados com argilas e algumas fácies detríticas mais grosseiras quase conglomeráticas.

Relativamente ao grau de competência de cada tipo petrográfico, neste estudo adotam-se os critério de Neves (2004), que classifica estes tipos em três níveis distintos de resistência mecânica. Classifica as margas como rochas brandas devido ao seu conteúdo em argila, ao passo que define os calcários como rochas resistentes, sobretudo em termos de resistência mecânica. Nos arenitos, a diversidade de taxas de erosão é muito grande, mas em função do comportamento da generalidade das bancadas areníticas face ao conjunto dos agentes erosivos presentes no litoral da Estremadura, bem como dos resultados de resistência à compressão, Neves (2004) optou por classificá-las num grupo de resistência intermédia. A este respeito, Clayton e Shamoon (1998) afirmam que a resistência dos arenitos pode variar entre muito resistentes (como quartzitas, granitos ou rochas metamórficas) e rochas brandas (como margas ou gessos), dependendo da natureza e quantidade do cimento. Os siltitos foram agrupados junto com os arenitos, pois, como os estes, possuem teores variáveis de cimento carbonatado (acima de 30% em 25% dos siltitos analisados).

A variação da espessura dos tipos litológicos, em combinação com o comando das arribas determina contrastes significativos na proporção final entre materiais brandos (argilas e margas), materiais semi-resistentes (arenitos e siltitos) e materiais resistentes (calcários).

O estudo de campo permitiu reconhecer, classificar e medir a estratificação nas arribas. Ao mesmo tempo, era identificada a natureza petrológica de cada bancada e era medida a sua espessura e inclinação. Com os resultados obtidos foi calculada a percentagem de cada um dos grupos e foi relacionada com a morfologia da linha de costa (figura 32).

Os resultados demonstram que:

1. A presença de calcários no terço norte, em alternância com rochas argilosas, relaciona-se nitidamente com um troço de costa proeminente que culmina no extremo norte no promontório do Forte da Consolação.
2. O resto da costa constitui uma inflexão deprimida em relação ao primeiro troço, em que podem diferenciar-se diversos sectores (de norte para sul):

- I. A transição para um troço de arribas composto predominantemente por materiais argilosos relaciona-se com uma marcada reentrância que acolhe os sistemas sedimentares das praias de São Bernardino e Praia dos Frades, que fornecem uma proteção eficaz contra a erosão das arribas.
- II. A Ponta dos Vagos, que forma um promontório pronunciado na parte terminal da Praia dos Frades, relaciona-se com a presença maioritária de rochas de resistência média face às rochas mais brandas.
- III. Um promontório de menor entidade, a sul da Ponta dos Vagos, e o promontório de Paimogo, também se relacionam com um aumento do cimento carbonatado nas rochas cortadas em arriba.
- IV. O sector terminal da Ribeira da Canaiveira marca uma reentrância pronunciada que se relaciona directamente com um recuo e rebaixamento erosivo de origem fluvial.

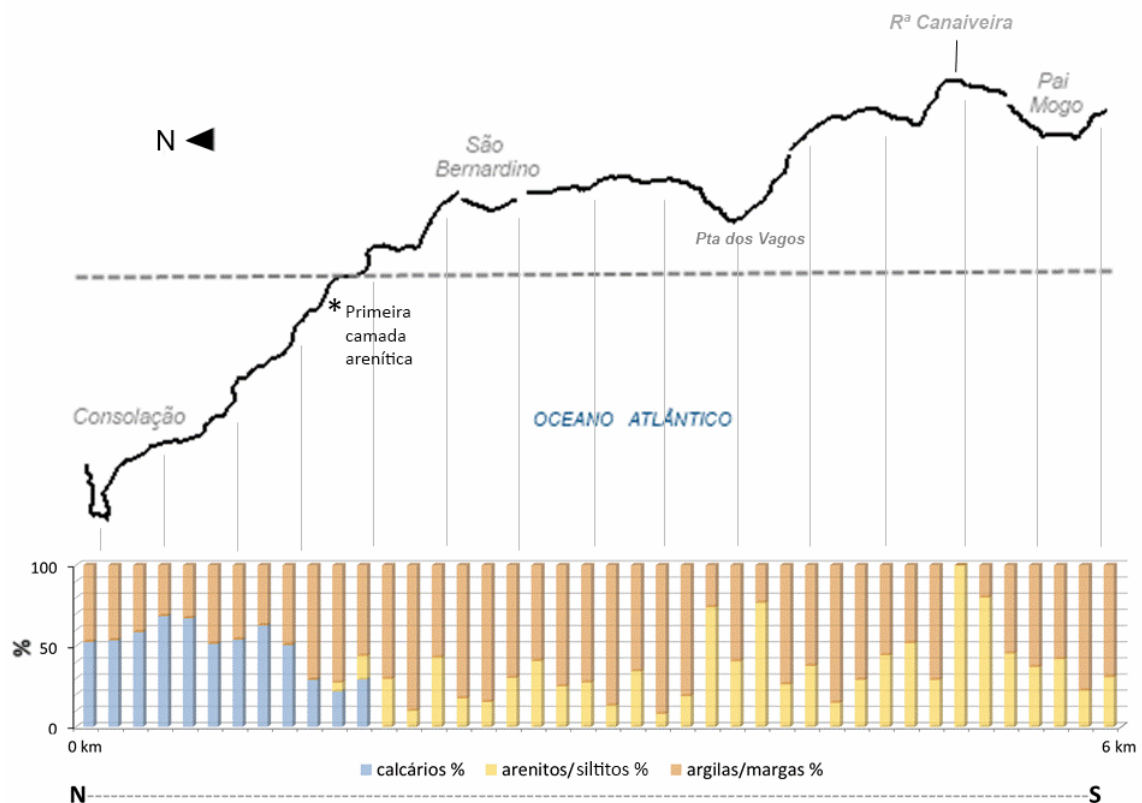


Figura 32. Proporção entre materias brandos, resistentes e semi-resistentes, e sua relação com a morfologia da linha costa.

De maneira geral, onde se constatar a presença de materiais clásticos pouco coerentes, essencialmente argilosos, a erosão terá incidido com maior intensidade até constituir reentrâncias, enquanto nos sectores de arribas com materiais mais resistentes à erosão mecânica, essencialmente calcários ou areníticos, o efeito erosivo diferencial das ondas tê-lo-ia deixado em saliência. Então, as reentrâncias terão começado a funcionar como áreas de captação e deposição de sedimentos arenosos, enquanto os sectores em saliência continuam, ainda que lentamente, a recuar.

No quadro desta sequência monoclinial de baixa inclinação para SSE, constata-se como a série litológica transita progressivamente, de norte para sul, de fácies mais marinhas (margas e calcários alternantes) próprias do Oxfordiano, mais antigas, para fácies de origem mais continental, de natureza detrítica, mais modernas (Kimmeridgiano). Deve-se ao processo de colmatção da Bacia Lusitânica e passagem para ambientes cada vez de menor profundidade, em que houve uma progradação dos sistemas de deposição siliclástica sobre as fácies marinhas a nível regional (Almeida *et al*, 2000; Kullberg *et al*, 2006; Pena dos Reis, 1996). A este respeito, Manupella *et al*, (1999) afirmam que existe uma tendência para o desaparecimento dos carbonatos nas unidades geológicas que compõem as arribas entre Consolação e Paimogo.

Os carbonatos formam o componente principal das rochas calcárias e margosas e o cimento de muitas rochas sedimentares detríticas, como os arenitos, às quais proporciona maior dureza e resistência mecânica (proporcional ao teor em carbonatos). Devido à relevância da hipótese exprimida por Manupella *et al*, (1999), foram feitos estudos de campo e laboratório no quadro desta tese que acabaram por demonstrar tal afirmação. Tal como se mostra na figura 33, ainda que existindo elevada variabilidade local no teor de carbonatos, associada, como se explicava antes, à intensa variação vertical de facies litológicas, verifica-se uma tendência geral, para sul, de diminuição do conteúdo em carbonatos ao longo dos 6 km de arribas.

A configuração de promontórios e reentrâncias tem a ver com o nível de carbonatação e espessura das bancadas basais de resistência média e alta (figura 34).

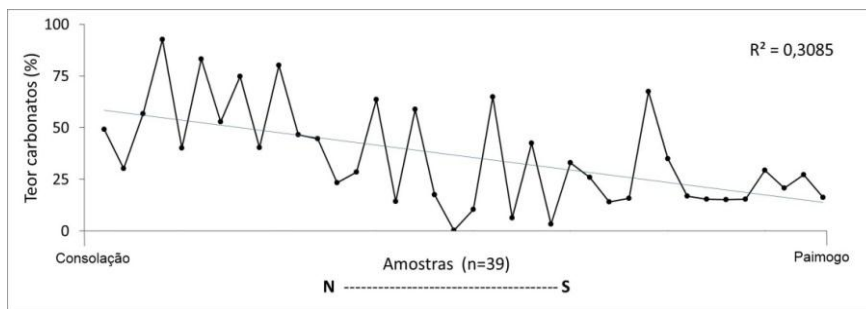


Figura 33. Carbonato contido nas amostras e analisadas em laboratório

O promontório de Paimogo desenvolve-se no contacto basal de uma bancada de arenito com 2 m de espessura, 10° de inclinação e cimento carbonatado a 29%, que forma uma plataforma estreita na parte terminal; e outra de 12 m de espessura e carbonatação variável. Assim mesmo, o promontório situado entre Paimogo e Ponta dos Vagos desenvolve-se no contacto basal de uma

bancada arenítica com horizontes calcários modelada em plataforma rochosa de sopé. A bancada tem uma espessura de 9,5 m e apresenta valores de carbonatação de 14% para 34%, no arenito, e 67% na rocha calcária. Na Ponta dos Vagos encontram-se duas bancadas areníticas no sopé da arriba. A primeira tem 5,6 m de espessura, 8° de pendor e desconhece-se o seu teor em carbonatos; a segunda, 13 m de espessura e 64% de carbonatos.

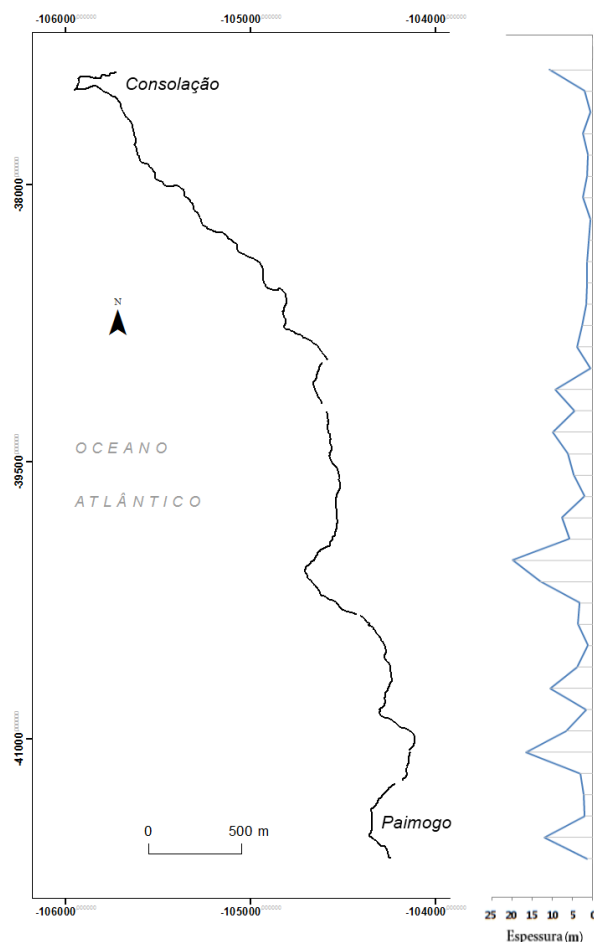


Figura 34. Espessura da bancada basal resistente (direita) e sua relação com a morfologia da linha de costa.

Por forma a detetar contrastes espaciais no ritmo da estratificação (espessura das bancadas), foi medida de maneira sistemática a espessura dos estratos resistentes ao longo dos 6 km. O parâmetro escolhido para o representar foi a *espessura média das bancadas resistentes* ao longo da vertical da face da arriba num dado local. Os locais de medição foram projetados em ambiente SIG por amostragem sistemática com espaçamento regular. Os resultados (figura 35) mostram o valor de espessura média da bancada resistente em 43 locais, demonstrando uma tendência ($R^2=0,42$) para o aumento da espessura das bancadas para sul.

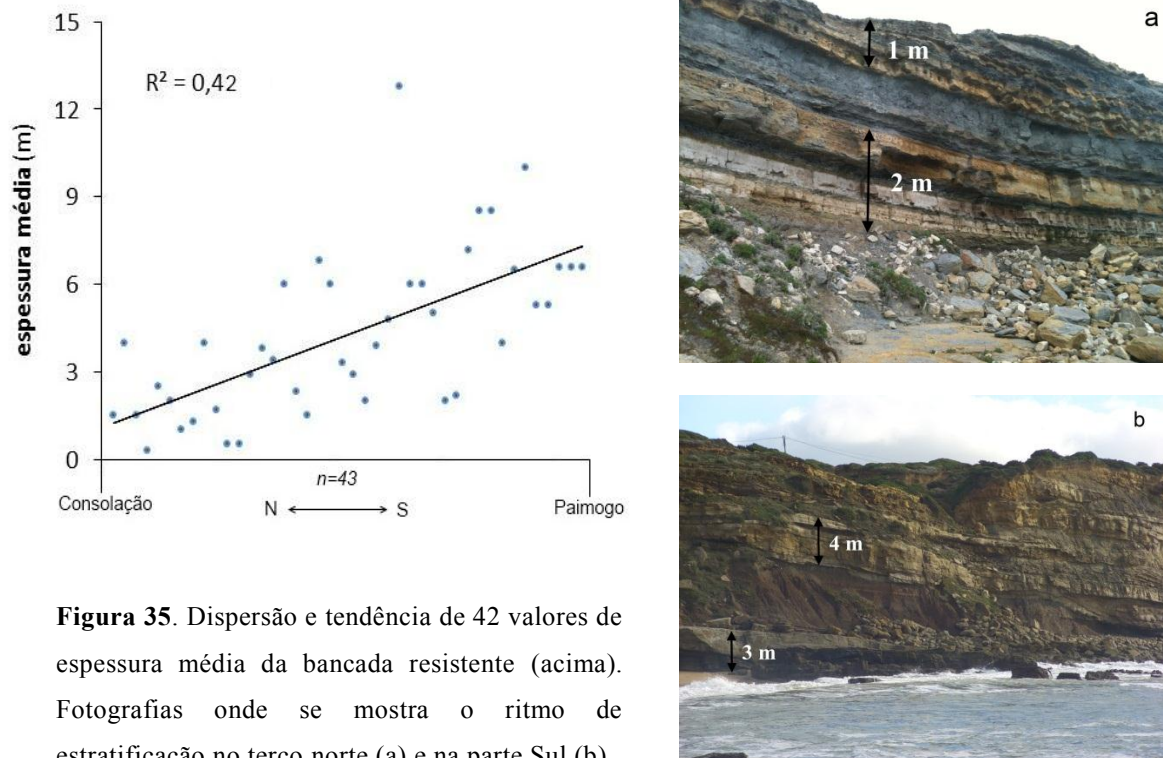


Figura 35. Dispersão e tendência de 42 valores de espessura média da bancada resistente (acima). Fotografias onde se mostra o ritmo de estratificação no terço norte (a) e na parte Sul (b).

5.2.2.1.b. Fraturação

As discontinuidades (falhas, fraturas, diaclasas) funcionam como linhas de debilidade sobre as quais os agentes erosivos incidem preferencialmente, cumprindo um papel primordial na configuração e evolução geomorfológica dos sistemas erosivos. Aliás, sobre rochas resistentes incrementa-se a relevância geomorfológica da exploração da rede de discontinuidades (Davidson-Arnott, 2010).

Nas arribas entre Consolação e Paimogo, a intensa tectónica *post-riffting* tem gerado uma rede de fracturas de elevada densidade sobre os pacotes sedimentares. Estas redes de descontinuidades são evidentes, sobretudo, nos materiais mais resistentes (calcários e arenitos), quer nas bancadas alcandoradas nas arribas quer nas plataformas de sopé, onde é particularmente simples e interessante a observação (figura 36).

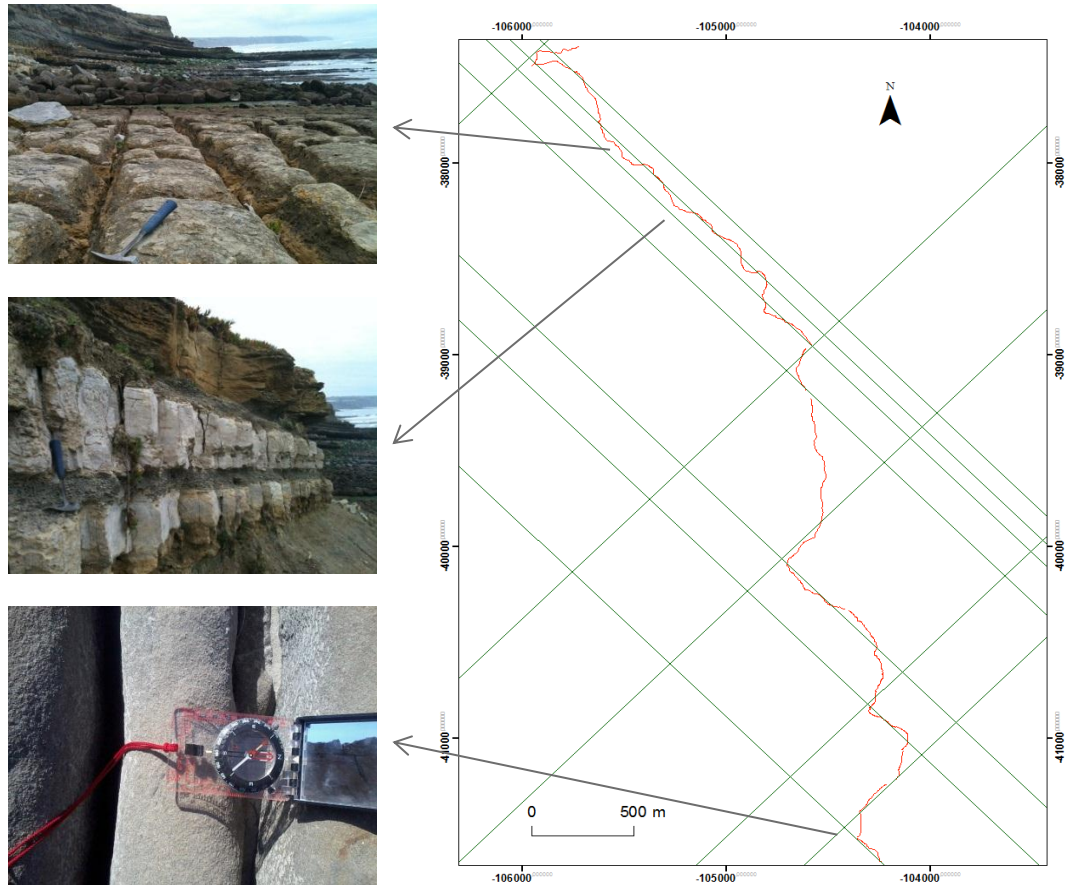


Figura 36. Hipótese da relação da morfologia da linha de costa com um padrão de fraturação dominante NW-SE/NE-SW. A primeira fotografia corresponde a um lapiás em mesa desenvolvido sobre a plataforma alta de sopé.

Na superfície das plataformas de sopé, a erosão mecânica, química e biogénica, explora preferencialmente as linhas de fraturas, daí que, em muitos casos, seja possível obter uma imagem clara da geometria da rede de descontinuidades que afecta um dado nível da série sedimentar.

Em certas ocasiões, a exploração destas linhas é suficientemente intensa para gerar pequenas *gargantas litorais* (*coastal gorges*-Davies, 1972).

Em termos globais, esta rede tem uma configuração ortogonal de direcção NW-SE / NE-SW. Na figura 36 apresenta-se um mapa que ilustra a relação do traçado da linha de costa com a geometria ortogonal da rede de fraturas, bem como fotografias tiradas no terreno que demonstram tais alinhamentos.

5.2.2.2. Perfil das arribas

A formação dos perfis é uma questão complexa onde intervêm um grupo de elementos estáticos e outros dinâmicos cuja relevância relativa na configuração final é difícil de determinar. A figura 37 mostra a diversidade de perfis na área de estudo. Em geral, o perfil de uma arriba resulta da combinação dos seguintes fatores:

- I. O relevo da plataforma litoral adjacente e o encaixe da rede de drenagem, que determinam, sobretudo, o comando das arribas.
- II. A composição litológica, que determina a resistência à acção erosiva dos agentes marinhos e continentais, bem como à capacidade de sobrevivência das estruturas verticais ou extraprumadas. Assim, nas arribas com composição heterogénea, os contrastes verticais geram perfis compósitos. Sunamura (1983) denomina esta componente como *força de resistência* das rochas e refere o papel das discontinuidades (planos de estratificação, fraturas, falhas) na sua debilidade.
- III. Disposição das rochas. Em estruturas monoclinaes, a topografia tende a ajustar-se à orientação dos planos de estratificação, que define vertentes anaclinaes, cataclinaes e paralelas.
- IV. A relação de intensidade entre a incidência dos processos erosivos subaéreos e dos agentes marinhos. Este balanço define o padrão de recuo e o declive da arriba (Davidson-Arnott, 2010). No pensamento científico é tradicionalmente defendido que as formas verticais sejam próprias de arribas dominadas pela erosão marinha, enquanto as formas mais

suaves se devem à predominância dos processos de erosão subaéreos (Griggs e Trenhaile, 1994). É aquilo que se conhece por *perfil marinho* e *perfil continental*, respetivamente. Davies (1972) defende que quando a erosão marinha é demasiado rápida, os processos subaéreos não têm tempo para incidir, e que quando os processos subaéreos são demasiado intensos a acção marinha pode ver-se limitada à retirada de depósitos rochosos no sopé.

Aceitando para uma área de 6 km um efeito homogéneo dos agentes atmosféricos (a exceptuar o vento), a relação depende das variações na intensidade e efectividade da acção dos agentes marinhos, nomeadamente ondas e marés, e portanto, dos fatores condicionantes que os controlam: exposição das arribas, natureza do sopé e configuração batimétrica do fundo.

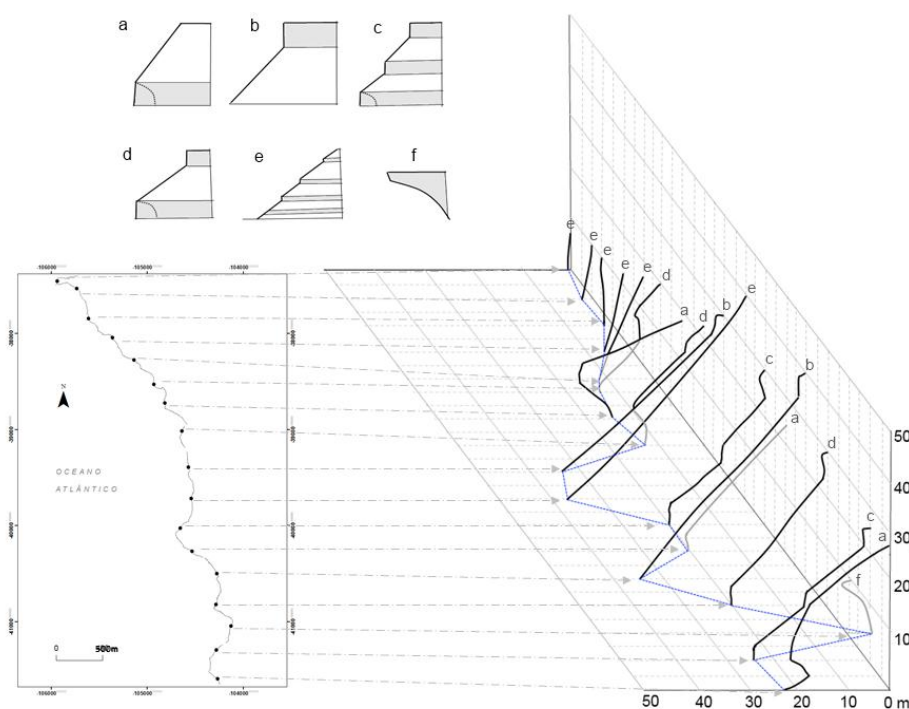


Figura 37. Representação dos perfis das arribas ao longo da costa entre Consolação e Paimogo.

- V. Ocorrência de movimentos e processos de vertente (deslizamentos, desabamentos, ravinamentos, escoadas, solifluxão, etc.) que geram topografias particulares de carácter temporal nos locais onde ocorrem. A ocorrência destes fenómenos, em que se materializa

predominantemente a evolução das arribas, é analisada de forma aprofundada só no capítulo posterior, pois está fortemente condicionada pelas próprias configurações morfológicas.

5.2.2.2.a. Comando das arribas e relevo da plataforma litoral

Entre Paimogo e Consolação, a plataforma litoral apresenta, em geral, um relevo aplanado escassamente dissecado por cursos de água. A altitude aumenta em direcção oeste e Sul, à medida que a plataforma se aproxima do flanco leste da depressão tifónica de Bolhos. Neste sector da plataforma adjacente atingem-se as cotas mais elevadas e os relevos mais acidentados. A Ribeira da Canaiveira, com uma pequena bacia de 313 ha, é o maior sistema de drenagem continental e a única verdadeira rede fluvial neste troço. Desenvolve-se nesta área graças a um relevo que neste sector apresenta maior desnível (127 metros em 2,7 km – distância à linha de costa do ponto mais elevado da bacia-). Para norte, o relevo vai sendo progressivamente mais baixo e a rede hidrográfica menos densa e menos encaixada.

A rede de drenagem é um fator fundamental na morfodinâmica. Entre Consolação e Paimogo encontra-se frequentemente encaixada no contacto entre fácies litológicas diferentes, daí o seu

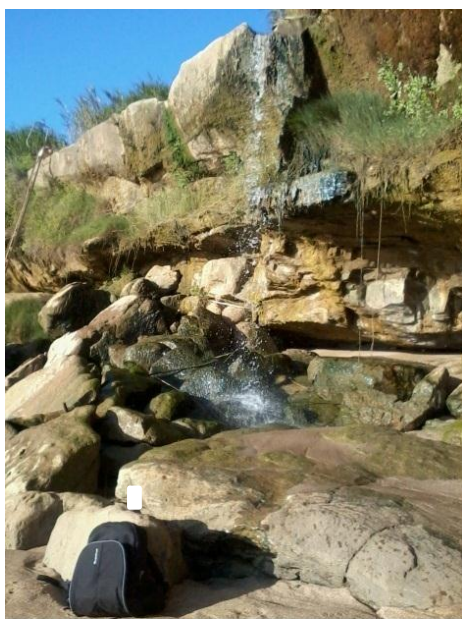


Figura38. Queda d'água na desembocadura Ribeira da Canaiveira.

traçado rectilíneo para leste. Este fenómeno é particularmente visível na Ribeira da Canaiveira, onde o curso principal se encaixa no contacto entre afloramentos de fácies arenítica e fácies argilosa.

Em certos pontos ao longo deste troço costeiro, estes cursos de água curtos, na sua parte terminal, entalham totalmente o pacote sedimentar das arribas até a base, gerando valeiros encaixados que acolhem o leito de águas que drenam directamente para a praia. Estes casos estão geralmente associados à dominância de substratos argilosos pouco competentes ou taxas de recuo baixas.

Noutras ocasiões, estes valeiros não erodem inteiramente o pacote sedimentar da arriba, ficando suspensos a vários metros de altura, sobretudo devido, segundo o observado, ao seu contacto com bancadas de material mais resistente perto da base da arriba, ou hipoteticamente, a taxas de recuo superiores ao ritmo de erosão vertical das paredes. Estes encaixes fluviais, que formam valeiros suspensos, podem ter associadas *quedas de água* (figura 38).

O relevo da plataforma litoral determina em grande parte o comando da arribas (fator essencial da dinâmica), pois no seu recuo a vão cortando progressivamente. Não há dúvida que o comando das arribas entre Consolação e Paimogo encerra estreitas relações com o relevo da plataforma adjacente (figura 39).

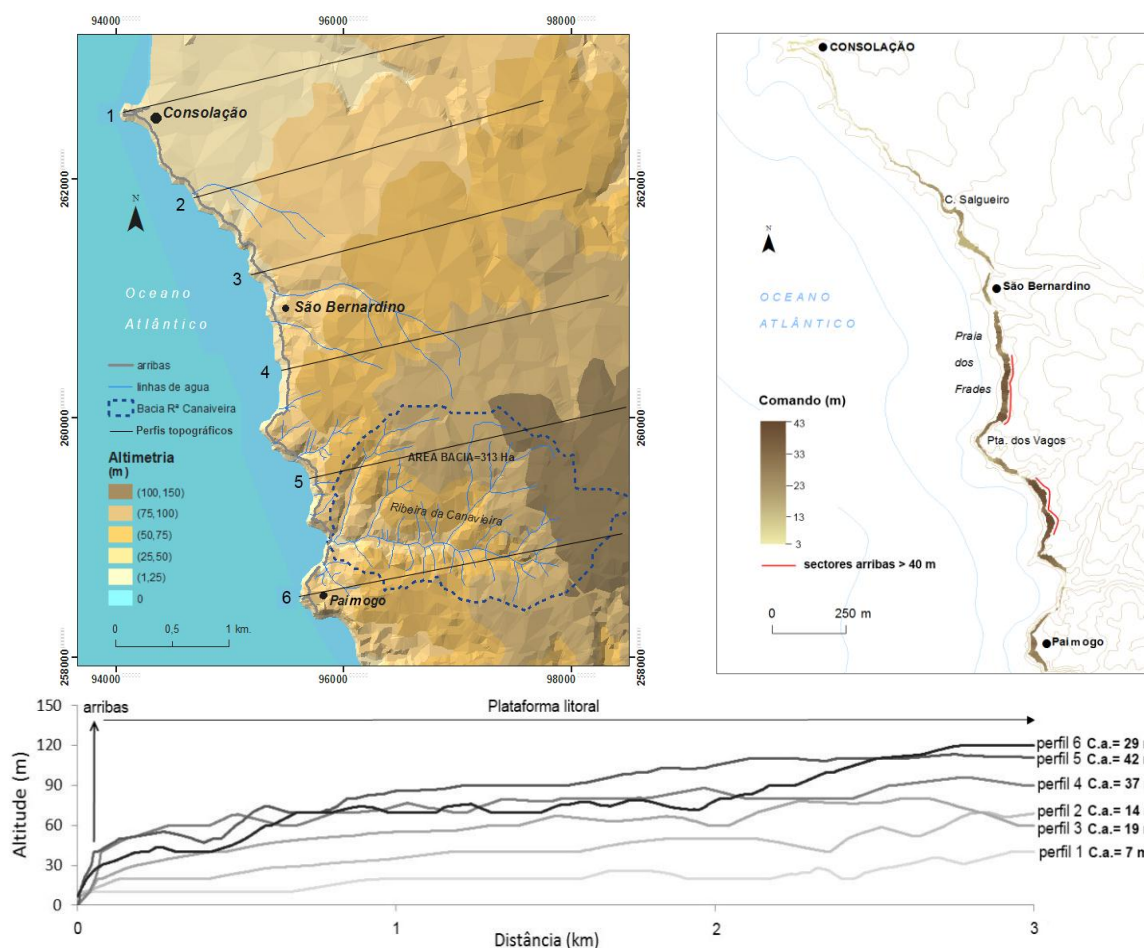


Figura 39. Relevo da plataforma litoral e o seu relacionamento com o comando das arribas entre Consolação e Paimogo através de perfis topográficos. (C.a.) Comando da arriba.

O comando das arribas apresenta uma variação global de 6m para 43m, 22,7m de média e coeficiente de variação igual a 44%, e seu padrão de distribuição está dominado pelo aumento do comando para sul (quadro 9).

Entre o Forte da Consolação e Praia de São Bernardino dominam arribas baixas: 40% têm um comando abaixo de 10m, não existindo qualquer secção com comando superior a 30m. Já nas imediações de C. Salgueiro começa a constatar-se um aumento do comando ligado à altitude da plataforma litoral adjacente (figura 40).

No troço entre C. Salgueiro e Paimogo é onde se localizam os sectores de arribas de maior comando. A classe mais frequente situa-se entre 20 e 30 m, e mais de 30% têm entre 30 e 40 m. As arribas com comando acima de 40 m localizam-se em dois sectores situados imediatamente a norte e Sul do promontório da Ponta dos Vagos, onde a plataforma adjacente tem maior altitude. O troço entre São Bernardino e Paimogo é também o sector mais contrastado no que diz respeito a este parâmetro, pois a presença de cursos de água e valeiros encaixados rebaixa o comando e, em certos sectores, exuma as arribas (figura 40). A desembocadura da Ribeira da Canaiveira constitui o exemplo mais claro. No sector terminal da bacia produz-se uma marcada reentrância na costa e as águas vertem para o mar superando uma ruptura topográfica imposta por arribas de 7 metros de comando que dá lugar a uma pequena *queda de água* (figura 38).

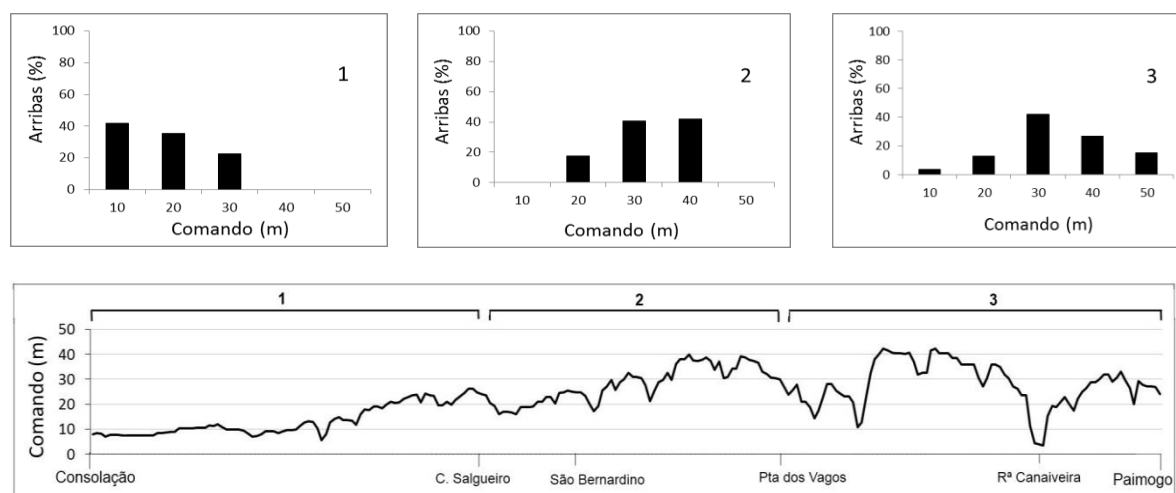


Figura 40. Comando das arribas. Diagrama linear e histograma por sectores.

5.2.2.2.b. Largura, comprimento da face e declive médio.

Entre Consolação e Paimogo verifica-se uma variação da largura entre 0m e 65,6 m, sendo a média 24,5 m, o desvio padrão 15,5 m e o coeficiente de variação 63,2% (quadro 9). Caracteriza-se por um padrão de distribuição espacial contrastado, muito semelhante à distribuição dos comandos. De facto, ambos os valores mantêm uma forte correlação espacial (quadro 10), o que pode ser interpretado através do conceito de *perfil de equilíbrio*, quando aplicado aos taludes argilosos.

Quadro 9

Valores estatísticos descritivos de cada parâmetro.

	Máxima	Média	Mediana	Desvio padrão	CV (%)
Comando (m)	43,1	22,7	23,2	10,4	44
Largura (m)	65,6	24,5	20,3	15,5	63,2
Comprimento da face (m)	73,9	32,8	32,3	16,5	50,3
Declividade (°)	90	48,65	46,4	14,2	29,2

CV (%)= Coeficiente de Variação.

Quadro 10

Quociente de correlação linear entre parâmetros morfométricos

	Largura	Comando	Comprimento da face	Declive médio
Largura	1			
Comando	0,75	1		
Comprimento da face	0,95	0,9	1	
Declive médio	-0,68	-0,19	-0,5	1

Entre Consolação e C. Salgueiro (ver localização na figura 17), as arribas apresentam largura baixa, a grande maioria inferior a 20 m (86%). Daí, para sul, concentram-se a maioria dos sectores de arribas de maior largura. Entre C. Salgueiro e Ponta dos Vagos, aproximadamente 58% das arribas registam uma largura entre 20 e 40 m. Entre Ponta dos Vagos e Paimogo, 38% têm largura inferior a 20 m e 44% entre 20 e 40 m. Os valores extremos concentram-se no sector C. Salgueiro- Ponta dos Vagos, onde 30% das arribas têm mais do que 40 m (figura 41).

O comprimento da face dá-nos uma informação precisa da dimensão e geometria da arriba, ainda mais quando cruzada com o declive médio. Obtém-se por cálculo trigonométrico através da largura (distância horizontal) e o comando (distância vertical), com os que mantêm relação de

proporcionalidade positiva. Aliás, o levantamento de campo demonstrou ter este parâmetro uma coincidência espacial particularmente elevada com a largura, decorrente da correlação positiva que, por sua vez, mantém com o parâmetro comando.

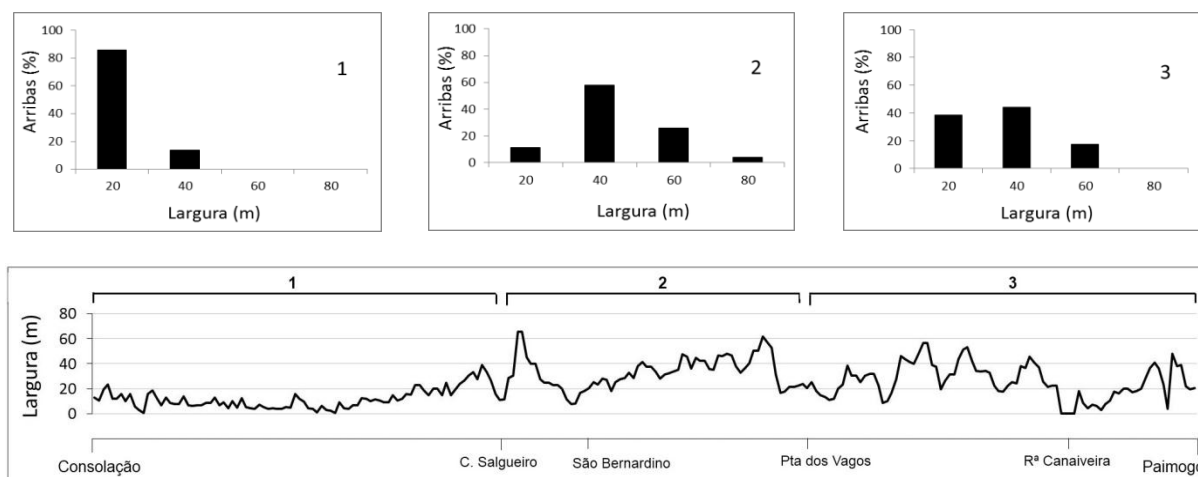


Figura 41. Largura das arribas. Diagrama linear e histograma por sectores.

O comprimento apresenta um máximo registado de 73,9m, e uma média superior a 30m relativamente ao comando e de 8m relativamente à largura. Os valores mais baixos concentram-se na área de Consolação-C. Salgueiro, a norte, e os mais altos no restante terço sul. Entre C. Salgueiro e Ponta dos Vagos 88% têm comprimento entre 20 e 60 m, enquanto entre Ponta dos Vagos e Paimogo 83% (figura 42).

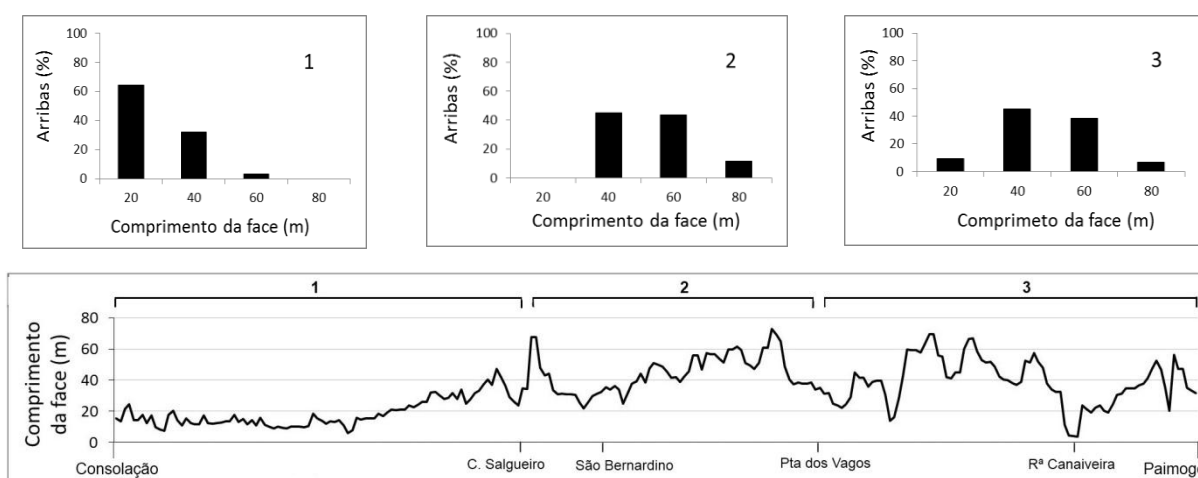


Figura 42. Comprimento da face das arribas. Diagrama linear e histograma por sectores.

O declive é um parâmetro crítico no que diz respeito aos processos de vertente, pelo que talvez seja o mais relevante nesta análise. Foi calculado em graus a partir dos parâmetros largura e comando. Segundo os resultados obtidos, a média situa-se em 48,6°, o desvio padrão em 14,2° e o coeficiente de variação em 29,2%. A série apresenta uma distribuição normal em que a concentração de valores ocorre no centro do diagrama, por volta de 45°, sendo progressivamente menor nos extremos (embora haja um pico de frequências significativo no valor 90°). Quanto à distribuição espacial, no sector Consolação-C. Salgueiro o intervalo modal é 50°-75° (55%) e nos sectores restantes 25°-50°. Entre C. Salgueiro e Ponta dos Vagos este intervalo concentra 74% dos valores medidos e entre Ponta dos Vagos e Paimogo 57% (figura 43).

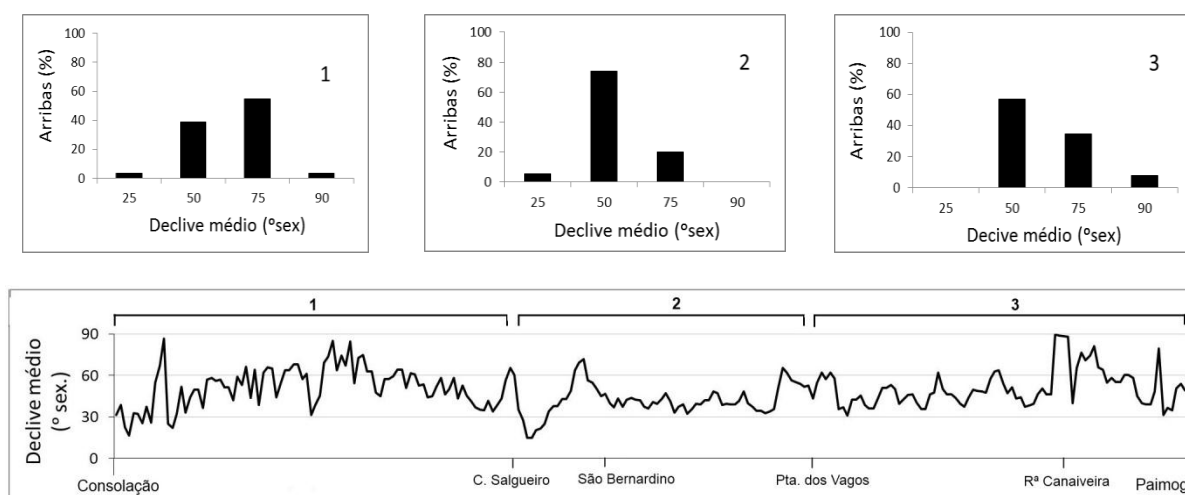


Figura 43. Declividade média das arribas. Diagrama linear e histograma por sectores.

5.2.2.2.c. Condicionantes litoestruturais

A configuração vertical da sequência monoclinial, com alternância de bancadas resistentes e brandas de distinta espessura, condiciona fortemente a configuração dos perfis verticais das arribas. Neste sentido, observa-se como as bancadas mais resistentes, nomeadamente calcários e arenitos com maior teor em cimento carbonatado, tendem a constituir secções verticais ou extraprumadas, enquanto as bancadas mais argilosas e margosas tendem a configurar taludes mais regulares (figura 44).

Além da erosão basal de origem marinha (*undercutting*), Young (1975) menciona outro processo de evolução nas vertentes: a erosão diferencial em bancadas de diferente grau de erodibilidade (*undermining*), que conduz à perda de sustentação da bancada superior e ao desencadeamento de movimentos de massa. Os processos de evolução dos taludes argilosos, de importância primordial na evolução geomórfica das arribas entre Consolação e Paimogo, serão tratados no último capítulo.

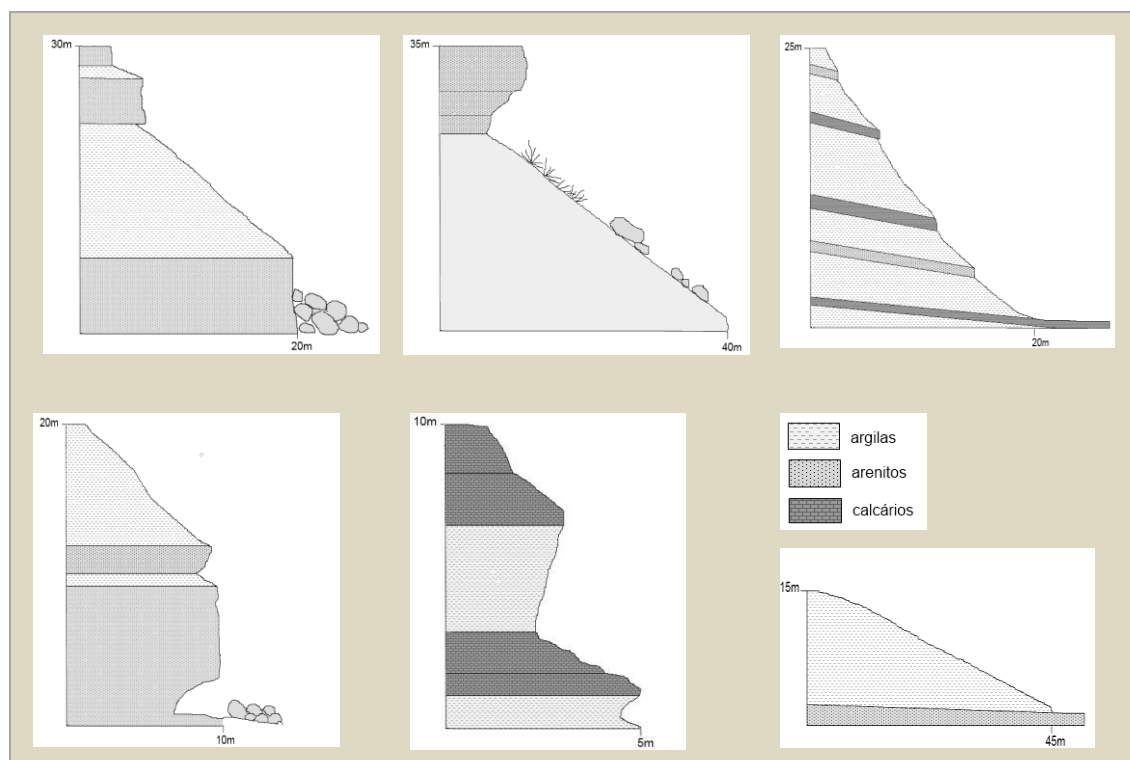


Figura 44. Perfis estratigráficos de arribas, em que se verifica a alternância vertical de fácies litológicas e a sua relação com a dureza e resistência perante os agentes erosivos e o perfil final da arriba.

5.2.2.2.d. Disposição das rochas em relação à topografia

Na maioria das rochas sedimentares, o ângulo de inclinação das camadas é muito importante, tanto na velocidade quanto no tipo de erosão produzida na arriba (Gresswell, 1957). A orientação geral da linha de costa (NNW-SSE) entre Consolação e Paimogo coincide com a direcção de inclinação das camadas (SSE), definindo um padrão de estratificação sub-paralelo das rochas cortadas em arriba (Neves, 2004) relativamente à superfície topográfica. Porém, o carácter recortado do traçado, impõe certa variabilidade local na orientação das arribas e define

modificações significativas neste padrão sub-paralelo. Desta forma, nas vertentes viradas a sul, as bancadas adquirem uma inclinação concordante (ou próxima) com o declive, enquanto nas vertentes viradas a norte as bancadas atingem um posicionamento discordante (ou próximo). Assim, finalmente, define-se um padrão de vertentes de estratificação anaclinal (discordante), cataclinal (concordantes) ou sub-paralela (figura 45-A).

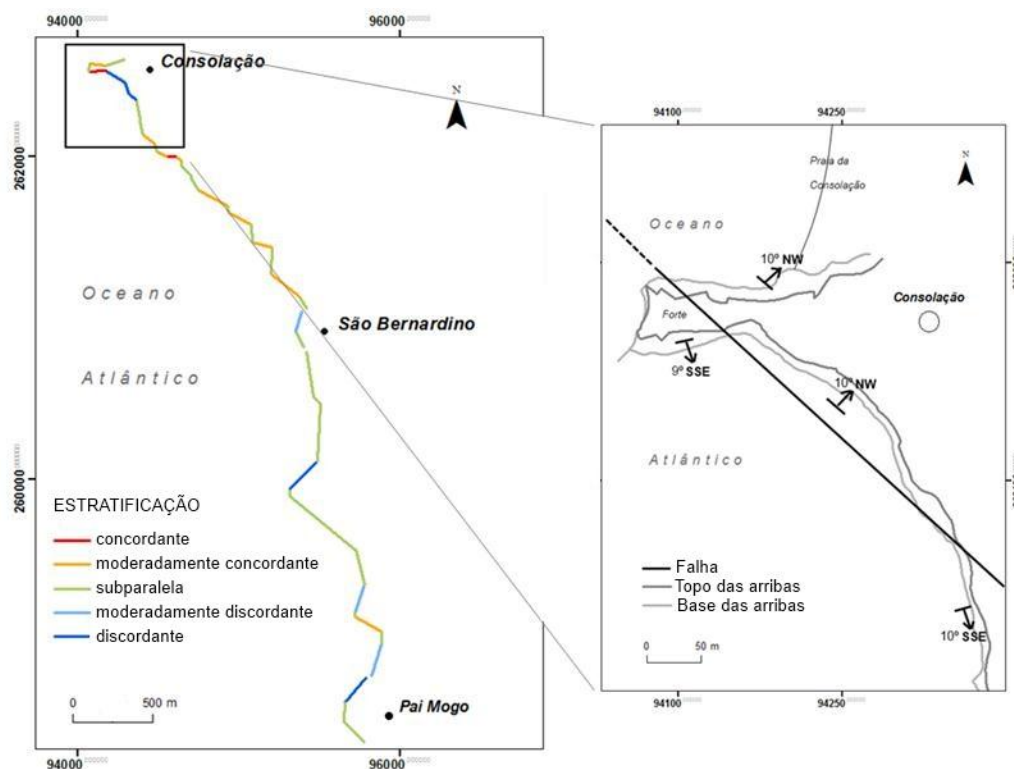


Figura 45. A. (esquerda) Classificação entre vertentes concordantes, discordantes e subparalelas. B. (direita) detalhe da zona de Consolação, onde uma falha de direcção NW-SE marca uma mudança na direcção geral de inclinação das camadas (a leste da falha inclinam para NW).

A única alteração de importância na estrutura geológica ocorre em redor da localidade de Consolação, onde uma falha de direcção NW-SE, identificada no terreno, separa um sector onde as rochas cortadas em arriba e a plataforma rochosa de sopé inclinam nítidamente 10° para NW (figura 45-B).

A concordância e discordância têm sido uma questão comumente tratada no estudo de vertentes como um fator influente, fundamentalmente no que diz respeito à susceptibilidade das

vertentes à ocorrência dos diferentes tipos de processos de instabilidade (Soares, 1953). As vertentes cataclinais, onde a direcção de inclinação das bancadas coincide com a direcção do declive, são favoráveis à ocorrência de deslizamentos, pois as juntas de estratificação e os planos de contacto entre materiais heterogéneos funcionam como linhas de debilidade sobre as que actuam as forças tangenciais. Estas estruturas são facilmente exploradas pelas águas continentais, que criam planos de deslizamento ainda mais susceptíveis quando houver sapamento com perda de sustentação na base da arriba. Pelo contrário, as estruturas anaclinais, onde a direcção da inclinação da estratificação é contrária à direcção do declive na vertente, oferecem uma resistência muito maior à ocorrência deste tipo de processos, sendo mais afectadas por movimentos gravitacionais, tipo queda de blocos ou desabamentos. Os planos de estratificação sub-paralelos são facilmente explorados pelas águas marinhas na base, sendo muito maior a influência erosiva das ondas.

5.2.2.2.e. Exposição às ondas

Neves (2004) abordou uma análise das exposições no conjunto do litoral rochoso da Estremadura norte. Nele determina que 81,9% das arribas têm exposições ao quadrante oeste, incluindo aqui todas as orientações de SW a NW. Naquele trabalho mostra como, o troço litoral entre Porto Dinheiro e Peniche está particularmente voltado à orientação oeste, embora a orientação SW tenha certa importância.

Neste trabalho, a exposição à ondulação calculou-se relativamente a três vectores: NW, W e SW (figura 46), que representam as três principais procedências da ondulação nos sistemas de arriba entre Consolação e Paimogo. Todavia, tendo em conta o efeito de refração decorrente do contacto das ondas com o leito rochoso no decurso da sua aproximação à linha de costa (que faz com que o ângulo de rebentação das ondas vire até atingir finalmente uma orientação sub-perpendicular independentemente da direcção das ondas de largo), o vector W deve receber particular atenção.

Verificou-se, ao longo do sector Consolação-Paimogo, um quadro de exposição à ondulação dominado por uma importante variabilidade, em que os valores negativos representam situações

de abrigo (figura 47). A seguir descrevem-se os resultados obtidos:

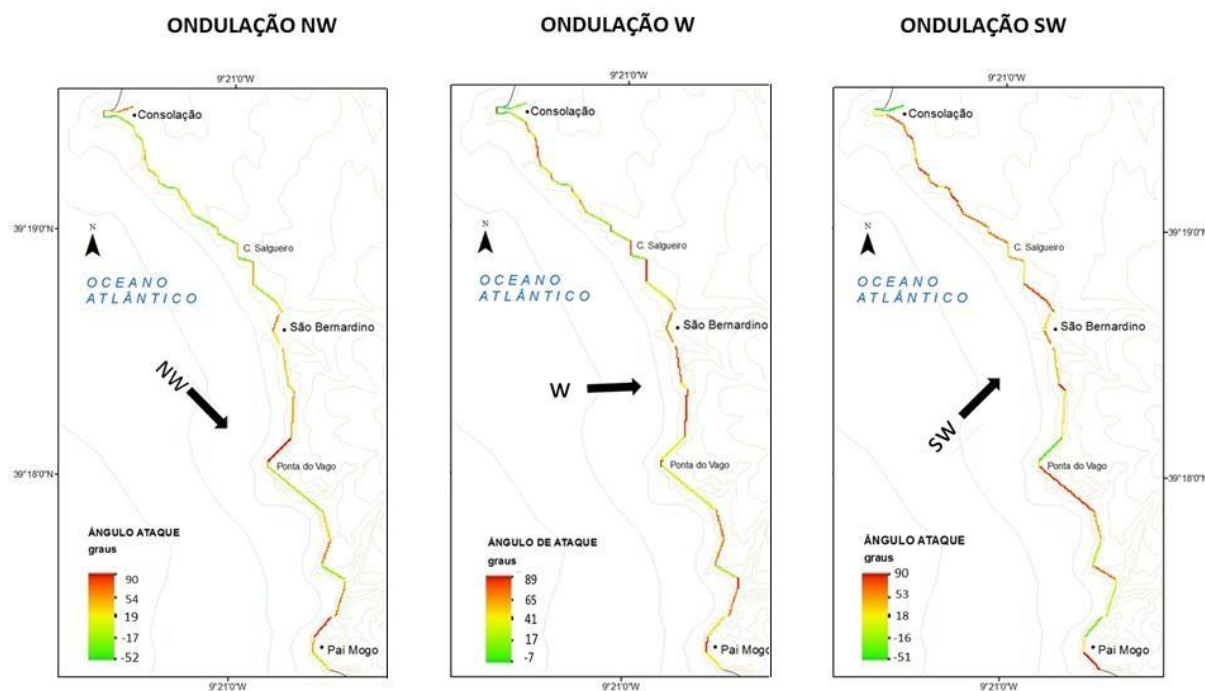


Figura 46. Exposição das arribas às principais direcções de aproximação da vaga.

Ondulação NW. Com uma ondulação de NW, assumindo uma rebentação de sentido N315 para N135, constata-se o maior número de secções em situação de abrigo. A frequência máxima da série acontece no intervalo $-30^{\circ}, 0^{\circ}$, com picos de ocorrências detectáveis em -18° e -6° , embora, no conjunto, haja maior número de secções de arriba expostas do que ao abrigo (58% e 42%, repetitivamente). A frequência no intervalo $60^{\circ}-90^{\circ}$ é relativamente baixa, tendo a série uma distribuição bastante regular pelos valores positivos (arribas expostas). Esta análise não assume o efeito de sombra a sotavento da ponta do Forte da Consolação (figura 47).

Ondulação W. Com ondulação de W, assumindo uma rebentação de sentido N270 para N90, constata-se uma distribuição linear positiva, em que os valores negativos, sempre acima de -10° , têm uma presença pouco significativa e o número de ocorrências é cada vez maior quanto maior é o ângulo de exposição, até o intervalo $60^{\circ}, 90^{\circ}$, que concentra o maior número de ocorrências. Apesar disso, o intervalo $60^{\circ}, 90^{\circ}$ mostra enfraquecimento relativamente à

tendência puramente linear e as pontas de maior frequência da série ocorrem fora dele, em 38º e 45º (figura 47).

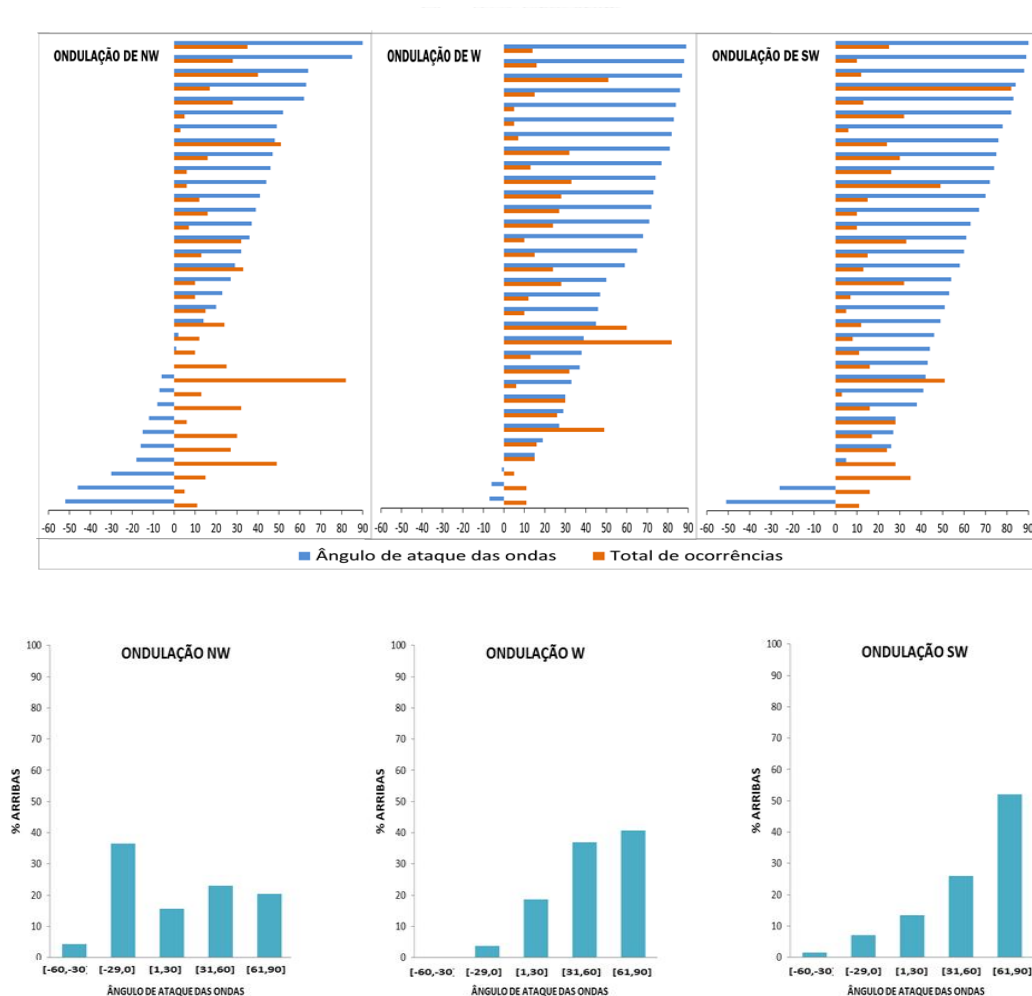


Figura 47. Exposição das arribas, expressa em ângulo de ataque de ondas de NW, W e SW.

ONDULAÇÃO SW. Com ondulação de SW, assumindo uma rebentação de sentido N225 para N45, constata-se uma distribuição de tipo exponencial, com concentração muito marcada no intervalo 60º,90º (>50% das observações), onde, também, ocorre o valor máximo observado, 83º. Este facto deverá ser tido em conta pela eventual capacidade morfogenética dos temporais de SW (figura 47).

Numa análise geral, a exposição é mínima à ondulação de NW e máxima à ondulação de SW. A exposição à ondulação de W mostra um padrão semelhante à de SW, só que com menor

concentração no intervalo mais elevado ($60^\circ, 90^\circ$). Neste quadro, pode afirma-se que os sistemas de arriba entre Consolação e Paimogo são particularmente vulneráveis (ou susceptíveis) à ondulação oblíqua gerada nos eventuais temporais de SW, bem como à ondulação perpendicular de W, que pode ser considerada, devido fundamentalmente ao efeito de refração perto da linha de costa, o ângulo mais frequente da rebentação.

5.2.2.2.f. Relações estatísticas entre variáveis

A repartição das rochas na arriba é um fator de control principal da configuração do perfil. O coeficiente de correlação linear de Pearson mostrou uma relação média positiva ($r=0,6$) entre a proporção de rochas resistentes no perfil de uma arriba e o seu declive médio (quadro 11). A partir de um modelo linear para o conjunto da área, construído sob o critério de mínimos quadrados, foi possível explicar 36% das variações ($r^2=0,36$) produzidas no declive (**D**) através das variações na proporção de rochas brandas e resistentes (**p**), embora o coeficiente de regressão resultante ($b=0,32$), que marca o declive da recta, determine que a intensidade de

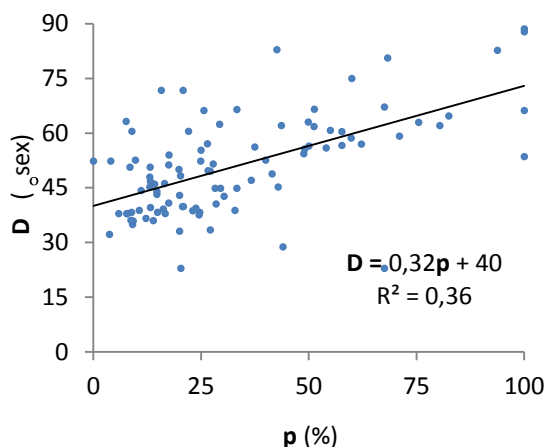


Figura 48

impacto do aumento da proporção de rochas resistentes sobre o aumento do declive seja entre médio e baixo (figura 48). Entre São Bernardino e Paimogo, a força desta relação aumenta ($r=0,74$, $r^2=0,55$), enquanto no terzo norte diminui drasticamente ($r=0,38$, $r^2=0,15$).

Complementariamente testou-se a relação do declive médio com outros fatores ambientais que pudessem actuar como

variáveis condicionantes na declividade média na arriba: exposição à ondulação de NW (β_1), exposição à ondulação de W (β_2), exposição à ondulação de SW (β_3) e grau de discordância das rochas (**f**). O coeficiente de correlação linear de Pearson para cada variável é mostrado no quadro 11 e os modelos de regressão linear simples de cada uma são mostrados na figura 49.

Quadro 11

Correlação entre declive médio da arriba e diferentes fatores condicionantes

		Coeficiente de correlação linear de Pearson									
		% rochas resistentes (p)		Exposição ondulação NW (β_1)		Exposição ondulação W (β_2)		Exposição ondulação SW (β_3)		Discordância (f)	
Declividade Média (D)	Total		Total		Total		Total		Total		
	,600		,324		,204		- ,245		,301		
	Zona A	Zona B	Zona A	Zona B	Zona A	Zona B	Zona A	Zona B	Zona A	Zona B	
	,388	,746	,421	,414	,416	,101	,038	- ,411	,275	,412	

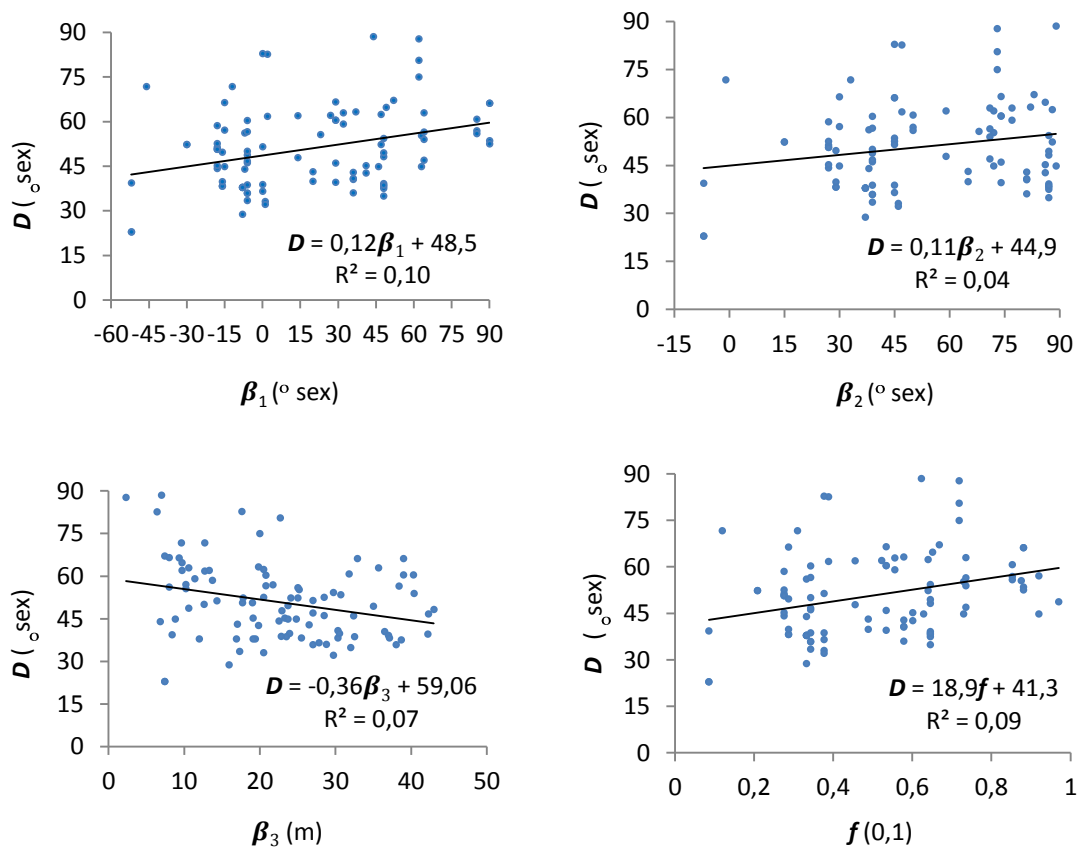


Figura 49. Modelos de regressão simples entre declive médio da arriba e diferentes fatores condicionantes.

As variáveis seleccionadas mostraram um poder explicativo baixo quando isoladas em modelos de regressão simples. A exposição à ondulação de NW (β_1) consegue explicar 10% das variações

no declive médio, a exposição à ondulação de W (β_2) 4%, a exposição à ondulação de SW (β_3) 7%, com relação negativa ($b=-36$), e o grau de discordância das rochas (f) 9%.

De forma a integrar as diferentes variáveis, foram construídos modelos de regressão múltipla. Conseguiu-se obter um modelo para o troço São Bernardino- Paimogo (figura 50) em que 56% ($r^2=0,56$) das variações no declive médio são explicadas através da proporção de rochas resistentes (%), da exposição à ondulação de NW (reduzida para uma escala contínua de 0 para 1) e da morfologia da linha de costa (convertida para uma variável dicotómica 0=reentrâncias e 1=promontórios).

$$D = 37,22 + 0,44p + 0,67\beta_1 - 5,98q$$

$$(r=0,74; R^2=0,56)$$

D = declividade média da arriba (º sex)
p = proporção de rochas resistentes (%)
 β_1 = exposição à ondulação de NW (0,1)
q = reentrâncias (0) ou promontórios (1)

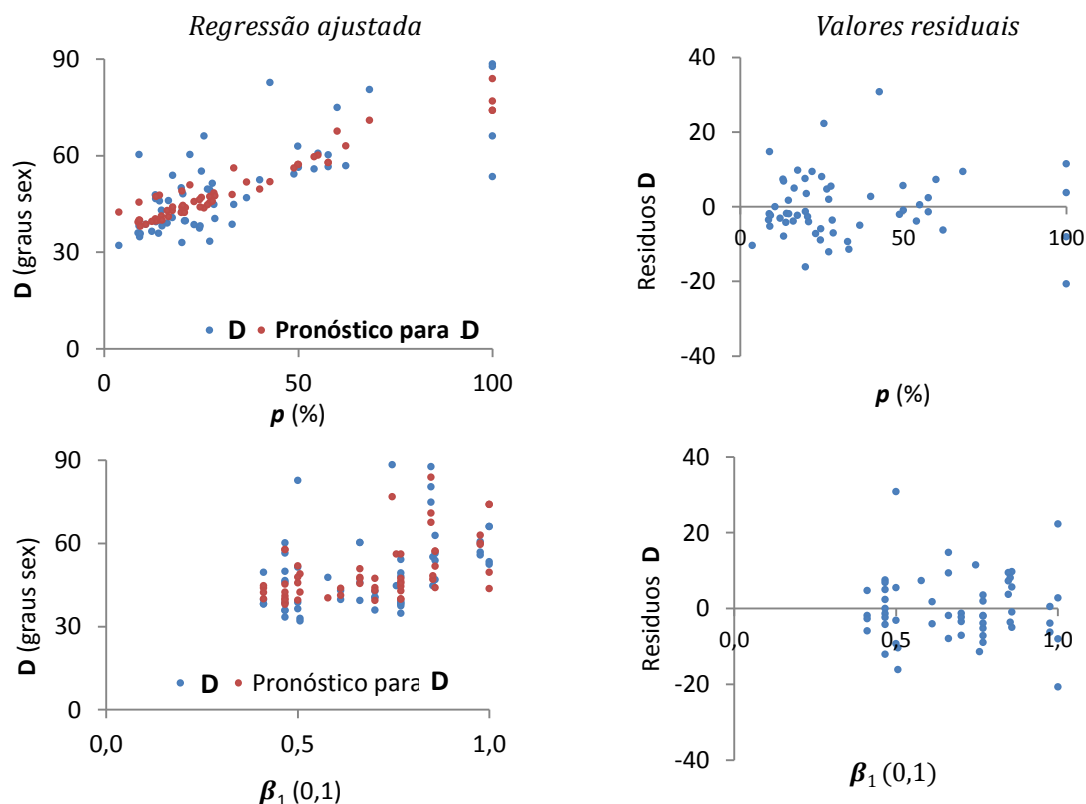


Figura 50. Modelo de regressão múltipla com três variáveis, aplicado ao troço São Bernardino a Paimogo para explicar o declive médio das arribas.

No modelo de regressão múltipla (figura 50) a *proporção de rochas brandas/resistentes no perfil (p)* demonstrou ser a variável independente mais influente na configuração morfológica do perfil, particularmente na sua declividade média (**D**). A *exposição à ondulação de NW (β_1)* e a *morfologia da linha de costa (q)* complementam satisfatoriamente o modelo, pois determinam a frequência e intensidade de incidência da ondulação na base das arribas. Recusou-se a utilização das variáveis β_2 , β_3 e **f**, pois mantêm colinealidade respeito a β_1 (figura 49). Outras variáveis, como o *comando da arriba*, *presença de praia* ou *presença de sapas*, foram também excluídas por risco a produzirem um aumento enganoso em r^2 .

5.2.2.2.g. Natureza do sopé da arriba

O litoral entre Consolação e Paimogo é uma costa rochosa onde localmente se desenvolvem sistemas de acumulação de sopé. A distribuição em detalhe dos relevos das plataformas rochosas de sopé e a distribuição dos depósitos arenosos, rochosos e praias, induz um padrão complexo de ataque das ondas. A presença de praias protectoras, permanentes ou sazonais, pode promover a mais importante barreira para o ataque directo das ondas nas arribas (Griggs e Trenhaile, 1994). A sua eficácia é proporcional à sua espessura e largura. Se fôr demasiado fina, particularmente em zonas de alta amplitude de maré e regime de ondulação energético, pode não proporcionar proteção à costa rochosa (King, 1972).

O desenvolvimento de um litoral rochoso pode explicar-se, pelo menos parcialmente, pela dinâmica da corrente longilitoral (King, 1972; Griggs and Trenhaile, 1994). Segundo Trindade (2011), a predominância dos processos erosivos face aos sistemas de acumulação nesta faixa costeira têm como fator fundamental um défice crónico na disponibilidade de sedimentos na corrente de deriva. Assim, nos sistemas de praia-arriba os depósitos arenosos são escassos ou possuem uma forma alongada e estreita que não impede a acção do mar no sopé arriba. Este autor cita os vários fatores responsáveis pela ausência de grandes volumes sedimentares a transitar na corrente de deriva entre Nazaré a Cascais. Em primeiro lugar, o canhão submarino de Nazaré e o promontório de Peniche, constituem obstáculos geomorfológicos de grande magnitude onde fica retido um volume importante dos sedimentos transportados pela deriva

litoral, de direção N-S, afectando, no primeiro caso, toda a área a sul de Nazaré, e no segundo, somente a área a sul do Cabo Carvoeiro. Aliás, a resistência ao transporte de sedimentos, sobretudo para sul do Cabo Carvoeiro, intensifica-se pela existência de afloramentos rochosos no fundo marinho, especialmente entre o Promontório de Peniche e a Ilha Berlenga. Outro conjunto de fatores são relativos à escassa dimensão dos cursos de água que drenam para o litoral neste troço, do seu regime hidrológico irregular e dos materiais que afloram nas suas bacias hidrográficas, maioritariamente de natureza calcária ou argilosa. Ramos-Pereira (em Trindade, 2010) ilustra a situação apontando que, juntos, os sistemas de drenagem mais importantes que desaguam no troço de litoral entre Peniche e Cascais representam apenas 12,8% da área drenada pelo rio Sado e 14,7% da bacia hidrográfica do rio Mondego.

O fornecimento sedimentar nesta área pode ter uma tripla proveniência:

- I. Sedimentos provenientes do norte que, transportados pela corrente de deriva, ultrapassam o Cabo Carvoeiro, são depositados na Praia da Consolação e daí atingem a faixa estudada superando a ponta do Forte da Consolação. Um fornecimento que é débil pelas causas citadas (Trindade, 2011).
- II. Sedimentos provenientes das micro-bacias hidrográficas, trazidos pelos pequenos cursos de água. Este processo poderia estar a contribuir significativamente para a alimentação das praias de São Bernardino e dos Frades e de praia encastrada desenvolvida na desembocadura da Ribeira do Canaiveira.
- III. Sedimentos arenosos provenientes da queda e “trituração” (*attrition* - King, 1972), ou dissolução do cimento carbonatado das rochas areníticas cortadas em arribas.

Para a análise geomorfológica das formas de sopé, aplicou-se uma classificação que parte, seguindo os conceitos de Ramos-Pereira (2001), da identificação de formas elementares, para continuar com a identificação de associações de duas ou mais formas elementares que originem os sistemas compósitos.

Em geral podem distinguir-se três troços em função dos sistemas dominantes (figura 51):

- I. De Consolação a São Bernardino: plataforma rochosa de sopé-arriba ou vertente-arriba (A-pl) = 37% da faixa (figura 52).
- II. De São Bernardino e Ponta dos Vagos: praia-arriba ou vertente-arriba (A-pr) = 23% da faixa (figura 52).
- III. De Ponta dos Vagos a Paimogo: arriba, ou vertente-arriba, com acumulação de blocos no sopé (A-ac) = 40% da faixa (figura 52).

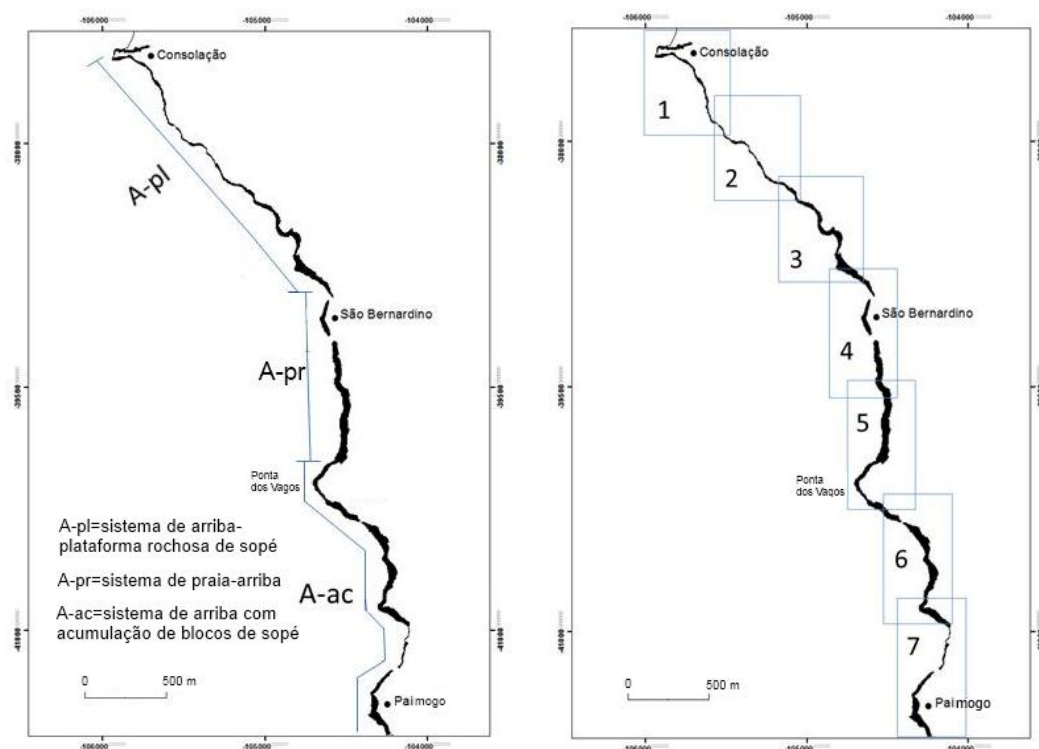


Figura 51. Esquema dos principais sistemas compostos litorais entre Consolação e Paimogo (esquerda) e cartograma da distribuição dos levantamentos pormenor da figura 55 (direita).

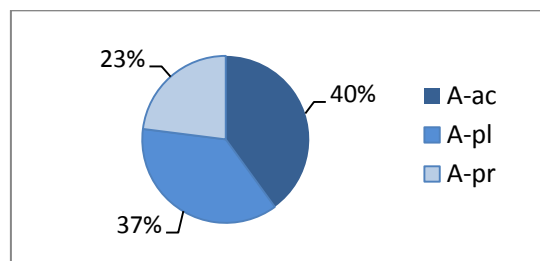


Figura 52. Distribuição quantitativa dos principais sistemas geomorfológicos de sopé entre Consolação e Paimogo.

Em detalhe acontece uma forte variedade morfológica local (figura 55). Neves (2004) classifica os sistemas litorais da Estremadura diferenciando duas faixas aproximadamente paralelas ao mar: a faixa entre-marés e a faixa permanentemente emersa, localizada imediatamente para o interior da primeira. Entre Consolação e Paimogo assume-se que a faixa permanentemente emersa é ocupada por arribas ou sistemas de vertente-arriba, dissecadas temporariamente, em maior ou menor grau, por cursos de água. As vertentes costeiras são superfícies íngremes de origem diversa (Young, 1975), que ligam a face da arriba, de pendor mais elevado, com a plataforma litoral, de topografia mais plana. Do ponto de vista dinâmico, as vertentes costeiras diferenciam-se das arribas por evoluírem exclusivamente por processos subaéreos (excluindo o *spray* marinho). A génese das vertentes costeiras na faixa estudada está claramente associada a processos activos de erosão hídrica superficial (*runnoff*) e formação de ravinas.

Entre Consolação e Paimogo, a faixa entre-marés pode revestir-se das seguintes formações:

Acumulações de blocos de sopé (*ac*) (figura 53-1). Têm lugar quando há uma forte alimentação em material das arribas. Embora ocorram sobre substrato rochoso, a influência que estes depósitos têm sobre a dinâmica e evolução das arribas e das plataformas, aconselha a individualização desta combinação e a definição como sistemas de *arriba com acumulações de blocos de sopé*. Dentro do troço em causa, constituem a forma compósita mais extensa (figura 52). As formas *ac* têm muita relevância na dinâmica dos sistemas de arribas, já que define situações de maior ou menor protecção perante a acção hidráulica das ondas, ao passo que podem promover a intensificação da erosão mecânica por abrasão.

Plataformas rochosas de sopé (*pl*) (figura 53-2). São formas rochosas que testemunham o recuo das arribas e cuja evolução complexa está estreitamente ligada à evolução delas (Griggs e Trenhaile, 1994). Nos últimos tempos, o termo *plataforma rochosa de sopé* (*shore platform*), neutro do ponto de vista genético, tem substituído o termo *plataforma de abrasão*, evitando assim referir uma origem ligada exclusivamente à abrasão das ondas (Trenhaile, 1980, 1987). O sistema arriba-plataforma rochosa de sopé (*A-pl*) é dominante desde Consolação até C.

Salgueiro, onde formam sistemas contínuos em que as acumulações *ac* são pouco espessas e resultam sobretudo da alimentação lateral. A escassa potência dos estratos que as geram, origina blocos que não atingem grandes dimensões, sendo mais facilmente desagregados e transportados pelas ondas. Entre São Bernardino e Paimogo tendem a formar-se plataformas estreitas no contacto de materias resistentes com a base da arriba.

Praias encastradas (*pc*) (figura 53-3). São praias de pequena extensão, de forma aproximadamente semicircular, encaixadas em duas saliências e limitadas para o interior por arribas (Neves, 2004). Estas praias desenvolvem-se devido à sedimentação marinha decorrente da perda de energia da ondulação a sotamar dos promontórios. Aliás, na faixa costeira em estudo, as praias deste tipo estão também associadas à drenagem continental. 500 metros a norte do Paimogo, uma praia encastrada desenvolve-se a sotamar de um promontório na desembocadura da Ribeira da Canavieira, enquanto mais a norte, a Praia de São Bernardino, também desenvolvida numa reentrância, associa-se à desembocadura de uma ribeira hoje totalmente afetada por processos de urbanização.

Praias alongadas e estreitas (*pa*) (figura 53-4). Localizada entre São Bernardino e a Ponta dos Vagos, com um comprimento de quase 1 km e uma largura inferior a 20 m (entre o nível da preiamar e a arriba), a Praia dos Frades constitui um bom exemplo deste tipo de geoforma. A diminuição da intensidade da corrente de deriva neste troço devido à sua exposição a noroeste, o efeito de captura de sedimentos da deriva a barlar da Ponta dos Vagos e a alimentação local da praia a partir da erosão dos arenitos das arribas por movimentos de massa e erosão hídrica, podem ser fatores que estejam na base da formação desta praia.

Pela sua morfologia, são praias particularmente vulneráveis. Como aponta Neves (2002), as praias classificadas neste sistema são muito estreitas e caracterizam-se pela reduzida espessura da acumulação de areias, o que as enquadra num conjunto de praias muito susceptíveis aos efeitos da ocorrência de tempestades.

Outras acumulações de areia (*a*). Depósitos arenosos de sopé de escassa potência, aos que se pode atribuir um carácter efêmero (desaparecem totalmente ou quase totalmente com regime de ondulação invernal, deixando ao descoberto a plataforma subjacente) e que ficam inteiramente (ou quase-inteiramente) submersos durante as marés cheias. É frequente encontrar depósitos *a* em pequenas áreas do terço norte, onde os *cabos reais* exercem um efeito de captura sedimentar a sotamar da corrente. Os depósitos *a* podem eventualmente ter um papel importante na proteção das arribas ou ainda, devido à sua baixa espessura, na abrasão da plataforma *pl*, dos depósitos *ac* e da base das arribas.



Figura 53. (De esquerda para direita, de acima para abaixo) 1. Depósito de blocos de sopé (*ac*) perto da Pta dos Vagos, 2. Plataforma rochosa de sopé (*pl*) perto da Consolação, 3. Praia encastrada (*pc*) na desembocadura da R^a da Canaiveira, 4. Praia alongada e estreita (*pa*) –Praia dos Frades-.

Plataformas rochosas sobrelevadas (figura 54). Plataformas estreitas (menos de 10 metros) de natureza estrutural (inclinadas no sentido da estratificação), elevadas entre 3 e 6 metros sobre

o nível da plataforma *pl*, depósito *ac* ou praia (*pc*, *pa*). Entre Consolação e Paimogo desenvolvem-se no contacto de bancadas areníticas de grande espessura com a base da arriba. A hipótese mais provável é que se trate de superfícies modeladas pela acção hidráulica de ondas de máxima altura em rebentação. Estas formas têm sido denominadas por alguns autores *plataformas de tempestade* (Davies e Fitzgerald, 2004; Davies, 1972; Griggs e Trenhaile, 1994).



Figura 54. Plataformas rochosas sobrelevadas na faixa Consolação-Paimogo. Na imagem da esquerda vê-se as ondas galgar por cima da plataforma, modelando-a.

As *plataformas rochosas sobrelevadas* apresentam uma superfície limpa de depósitos *ac*, com formas de meteorização haloclástica e erodida em sulcos pela exploração marinha do sistema ortogonal de fraturas. O seu máximo desenvolvimento dá lugar, nas plataformas rochosas sobrelevadas mais expostas, a canais estreitos (<1m) e profundos (toda a bancada) designados aqui por *gargantas litorais*. As *plataformas rochosas sobre-elevadas* terminam em degraus verticais sapados na base, de 5 metros de comando médio, cartografados e designados como *micro-arribas frontais* (figura 55). As *plataformas sobre-elevadas* merecem particular atenção pelo seu interesse científico, quanto à sua génese, e técnico, pois oferecem uma proteção muito eficaz às arribas, a ter em atenção em projetos de ordenamento territorial.

A presença ou ausência de plataforma rochosa de sopé entre Consolação e Paimogo é uma questão complexa e difícil de estudar.

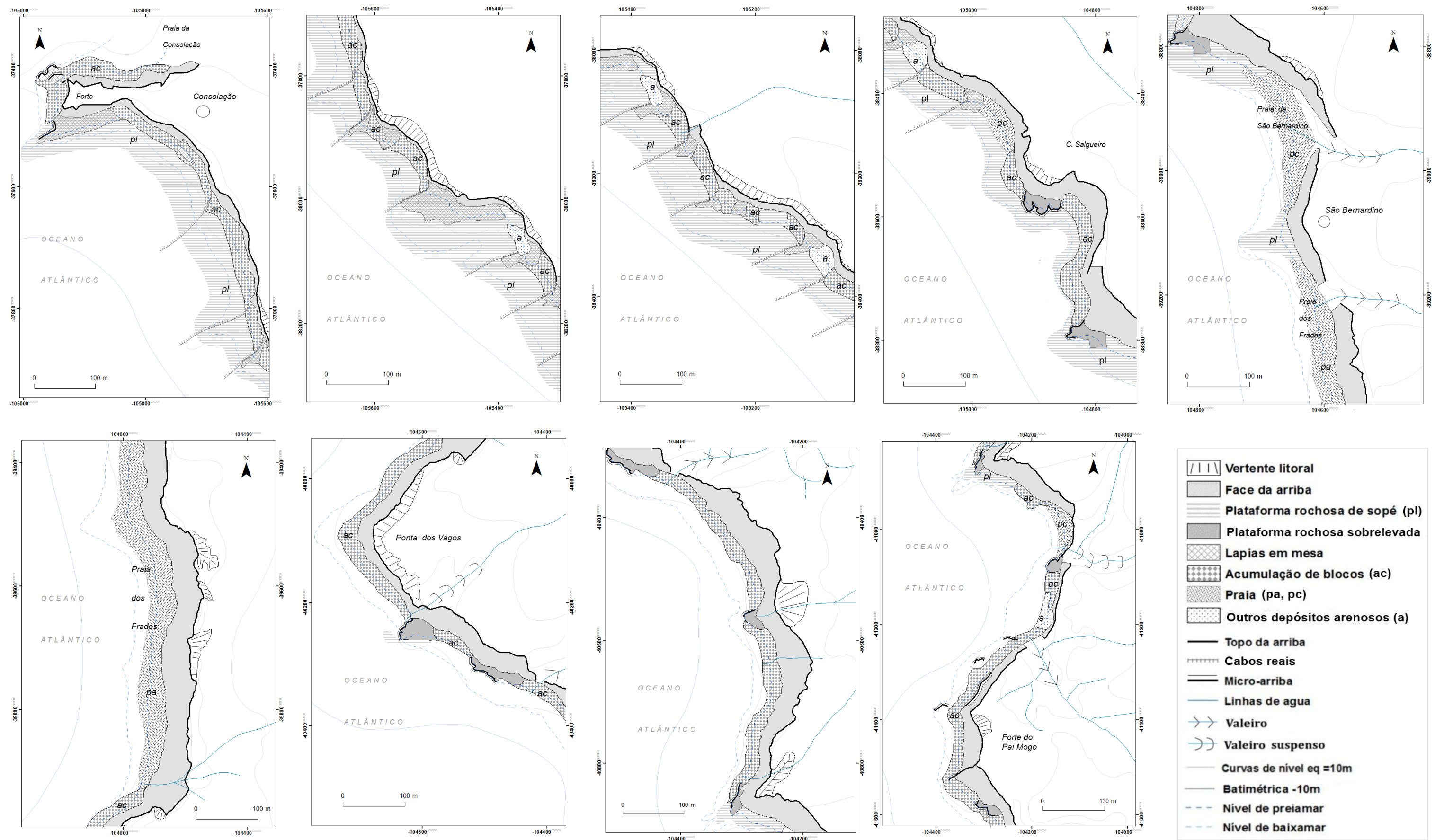


Figura 55. Levantamento pormenor das principais formas e sistemas litorais entre Consolação e Paimogo.

Na metade sul parece evidente não existir uma plataforma rochosa de sopé continua na faixa entre marés, só pontualmente, estreitas plataformas estruturais (Bird, 2011) ou *plataformas rochosas sobre-elevadas*. Neste troço, o abundante conteúdo em silte e argila nas arribas, por vezes amplamente dominante nos perfis, faz com que a taxa de erosão vertical da plataforma continental interna seja demasiado elevada para se manter uma plataforma rochosa na faixa entremarés. Guilcher (1996) defende que ondas de elevada energia a trabalhar em rochas brandas produzem plataformas abaixo do nível de baixamar que, segundo Bird (2011), não são plataformas de sopé, mas *plataformas submarinhas*. Davidson-Arnott (2010) postula que existe um equilíbrio neste tipo de costas, segundo o qual o rebaixamento vertical da plataforma continental interna é proporcional ao recuo horizontal deste tipo de arribas, às que denomina *bluffs*. A forma do perfil seria côncava, com uma superfície declivosa perto da base da arriba, cujo gradiente vai diminuindo em direção ao mar, indicando que a erosão decresce exponencialmente com a profundidade das águas. Segundo Healy *et al.* (1987), a erosão abaixo dos 6 metros de profundidade seria já muito baixa. Estes perfis, com elevadas taxas de rebaixamento, associam-se com a presença de areias e calhaus sobre o fundo rochoso, que estariam a intensificar os processos de abrasão.

Entre Consolação e São Bernardino, a presença de uma sucessão de superfícies estruturais gera uma plataforma de sopé contínua de cerca de 2 km de comprimento e 100 metros de largura máxima, associada a afloramentos de bancadas de pouca espessura de rocha calcária resistente. A inclinação das bancadas define cristas transversais à face da arriba denominadas *cabos reais*. A sua disposição em relação à corrente de deriva produz um efeito de captura de sedimentos que gera alguns dos depósitos arenosos tipo *a* no sopé das arribas (figuras 55 e 56).

O clima de agitação marítima regional, caracterizado por um regime de meso a macro mareal e ambiente de ondulação de elevada energia, somado à disponibilidade de sedimentos na plataforma, determinam que os processos mecânicos de erosão, nomeadamente a acção hidráulica e a abrasão, sejam dominantes e que estas plataformas, que se desenvolvem desde o nível da maré alta, na base da arriba, até uma profundidade para além do nível da maré baixa

(Bird, 2011), possam ser consideradas *plataformas entre marés* (Davies 1972), também chamadas por Bird (2011) de *plataformas inclinadas* (“seaward sloping platforms”).

Neste tipo de plataformas, os processos de meteorização química, física e biológica que, de facto, contribuem para a modelação das plataformas, não sobrevivem devido ao efeito destrutivo dos processos mecânicos. De entre aqueles processos, a dissolução e a erosão biogénica têm particular protagonismo nas plataformas entre Consolação e São Bernardino devido à abundância de rochas calcárias ricas em carbonatos. A dissolução de rochas carbonatadas manifesta-se, sobretudo, em formas de lapiás em mesa na parte superior da faixa entre marés (figura 56), cuja rugosidade superficial poderá ter efeitos pontuais na diminuição da energia com que as ondas atingem a base da arriba.

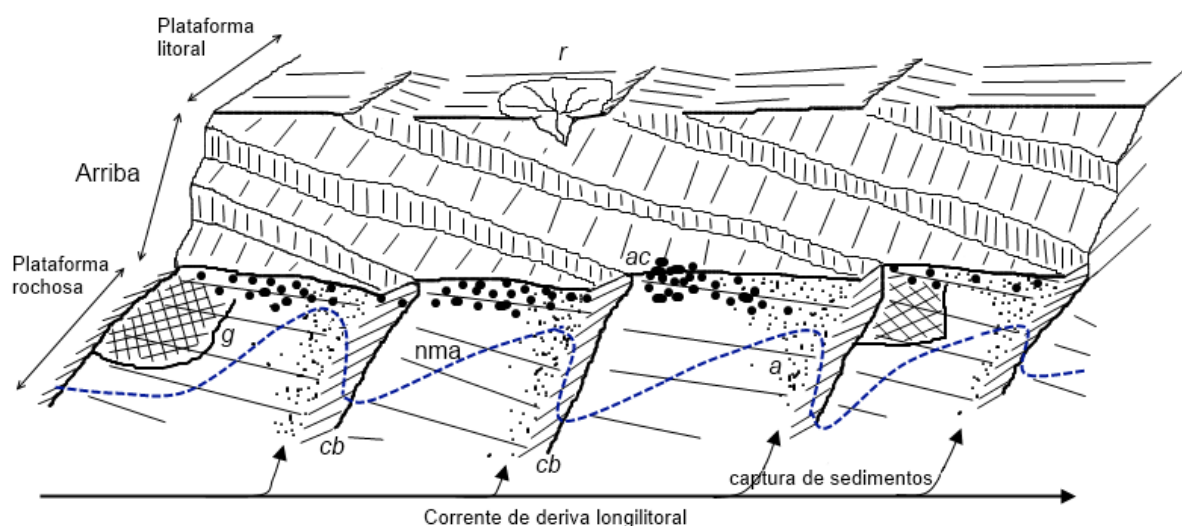


Figura 56. Bloco diagrama do sistema de arribas-plataformas rochosas (A-pl) entre Consolação e São Bernardino, onde (ac) acumulação de blocos de sopé, (cb) cabos reais, (a) acumulações menores de areias, (g) lapias em mesa, (r) sistemas de ravinas, (nma) nível médio das águas. Observa-se a forma escalonada lateralmente da plataforma.

A transição entre a arriba, de maior declive e erosão de componente horizontal, com a plataforma rochosa de sopé, de baixo declive e erosão de componente vertical, é marcada por uma superfície rochosa de poucos metros de largura (média de 20 m) e declive máximo próximo a 20° denominada *plataforma alta de sopé* (não foram cartografadas pela sua escassa largura e

por estarem, em regra, cobertas por acumulações de blocos ou areias). Alguns autores têm salientado a dominância dos processos abrasivos nelas através do termo “rampa de abrasão” (Bird, 2011) ou a sua posição junto da base da arriba através do termo *cliff toe* (Davidson-Arnott, 2010). Os modelos matemáticos sugerem que a pressão e o efeito abrasivo exercido pela rebentação das ondas são máximos no nível das águas ou ligeiramente acima (Trenhaile, 1987), o que determina que a zona com maior erosão por acção das ondas seja provavelmente o nível da maré alta, justificando a aparecimento deste tipo de superfícies.

As *plataformas altas de sopé* podem funcionar como rampas de abrasão devido à sua elevada inclinação e localização no nível de embate das ondas. As ondas de tempestade lançam os blocos, calhaus e areias, que depois retornam com as correntes de retrocesso para estarem mais uma vez disponíveis como ferramentas de abrasão.

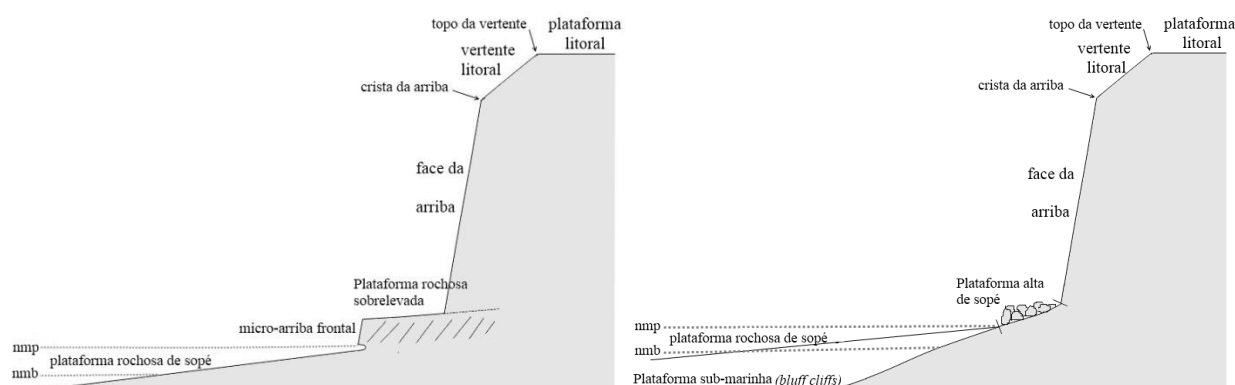


Figura 57. Zonamento transversal dos sistemas de arriba entre Consolação e Paimogo, com particular ênfase nas morfologias de sopé.

Pela sua influência sobre a energia com que as ondas atingem a base da arriba, no decurso das campanhas de campo realizaram-se 51 medições do declive da superfície rochosa nos primeiros 20 metros à frente da arriba, quer dizer, sobre a *plataforma alta de sopé*. O declive médio obtido foi 10,9°, com um máximo de 18,7° tomado a sul da Ponta dos Vagos e um mínimo de 5,8° a sul da Consolação. Porém, é possível que num sector pequeno nas imediações de C. Salgueiro a plataforma tenha um declive ainda menor, o que não pôde ficar esclarecido devido à grande espessura do depósito *ac*. Neste ponto foi medida a sapa de maior magnitude (22,5m² de secção),

evidenciando a influência do declive da plataforma alta na capacidade erosiva das ondas na base da arriba.

Os depósitos ou acumulações *ac* procedem da deslocação de volumes rochosos desde as arribas por ocorrência de diferentes tipos de movimentos de massa: desabamentos, balançamentos, deslizamentos, escoadas. Trata-se de morfologias poligénicas.

Quando depositado no sopé da arriba, o material deslocado exerce um efeito protetor face à acção das ondas. A curto prazo, as ondas conseguem retirar os sedimentos mais finos (argilas, siltes, areias) que são incorporados na corrente de deriva ou permanecem para fazer parte das praias ou exercer um trabalho abrasivo nas plataformas rochosas (caso sobretudo das areias). Os fragmentos maiores, sobretudo blocos, não movimentáveis pelas ondas ao início, são submetidas a um processo gradual de erosão em que uma ampla gama de processos primários (acção hidráulica, abrasão, meteorização física e química, erosão biogénica) vão progressivamente desagregando-os até adquirir um tamanho que permita às ondas retirá-los.

Entre Consolação e Paimogo, os depósitos *ac*, que ocupam aproximadamente 40% da faixa, na plataforma alta e zona entre marés, apresentam uma distribuição de tipo contínua que foi discretizada em quatro classes segundo grau de coberto observável: *contínuo*, *descontínuo*, *esparso* e *ausente*. Uma quinta classe é constituída pelo tipo *interrompido*, representativa de depósitos contínuos com uma ausência abrupta de blocos ao longo de vários metros. Das acumulações *ac* que constituíam depósitos contínuos, descontínuos e interrompidos, foram tirados três parâmetros representativos da sua morfologia (figura 58):

1. Profundidade média.
2. Largura.
3. Bloco de maior dimensão.

Os três parâmetros apresentam um padrão espacial semelhante por sectores (quadro 12). No terço sul, entre Ponta dos Vagos e Paimogo, onde domina o sistema geomorfológico *A-ac*, desenvolvem-se os depósitos mais largos, mais profundos e com blocos de maior dimensão máxima. No terço norte, entre Consolação e São Bernardino, onde domina o sistema geomorfológico tipo *A-pl*, os depósitos são significativamente menos profundos, largos e com blocos máximos de menor dimensão. O sector

intermédio, entre São Bernardino e Ponta dos Vagos, onde dominam os sistemas *A-pr*, é marcado pela ausência de depósitos ou presença de depósitos de carácter esparsos ou descontínuo, pelo que os parâmetros mostram valores médios muito abaixo relativamente ao resto dos sectores (quadro 12).

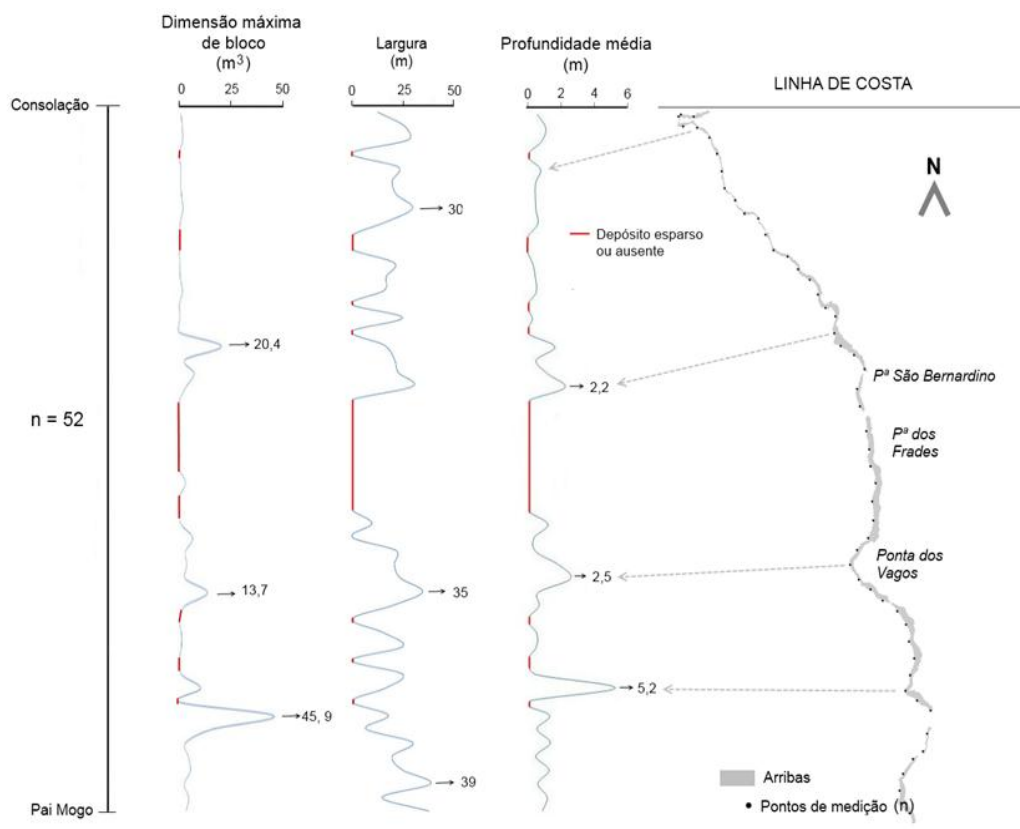


Figura 58. Diagramas lineares dos principais parâmetros morfológicos dos depósitos de blocos de sopé (*ac*).

Quadro 12

Valores médios por sectores dos principais parâmetros morfológicos dos depósitos de blocos de sopé (*ac*).

	Profundidade Média (cm)	Largura média (m)	Dimensão média do bloco maior (m³)
Consolação-São Bernardino	60	16,5	2,10
São Bernardino-Pta dos Vagos	15	1,0	0,94
Pta dos Vagos-Paimogo	105	18,9	6,19

A dimensão dos depósitos *ac* é um indicador da actividade nas arribas. Ao investigar a influência de

diversos fatores ambientais e parâmetros morfométricos na configuração e dimensão destes depósitos, encontraram-se algumas correlações significativas (quadro 13):

Quadro 13

Coeficiente de correlação de Pearson (r). Relação linear entre diferentes variáveis significativas e a profundidade média do depósito *ac*.

	Espessura média da bancada resistente (m)	Exposição NW	Comando da arriba (m)
Profundidade média do depósito <i>ac</i> (m)	0,45	0,25	0,22

Não se podendo estabelecer um modelo para explicar o comportamento espacial dos parâmetros de magnitude dos depósitos *ac*, foram exploradas as causas da sua presença ou ausência com recurso ao método de *regressão logística múltipla* (MLR). Foram introduzidas seis variáveis: 1. Declive médio da arriba; 2. Comando; 3. Proporção de rochas resistentes no perfil; 4. Grau de exposição à ondulação de NW; 5. Presença de praia; 6. Presença de plataforma rochosa sobrelevada. Sómente as três últimas conseguiram incrementar significativamente a capacidade preditiva do modelo. A primeira foi tratada como variável contínua e as duas restantes como variáveis categóricas dicotómicas (presença=1, ausência=0). Os resultados da equação logística ficam compreendidos numa escala de probabilidade de 0 para 1:

$$P(ac) = \frac{e^{-2,31-3,64pr-2,74t+7,41\beta}}{1 + (e^{-2,31-3,64pr-2,74t+7,41\beta})}$$

Em que *ac*=acumulações de blocos de sopé

pr=presença (1) ou ausência (0) de praia protetora.

t =presença (1) ou ausência (0) de plataformas sobre-elevadas.

β=grau de exposição à ondulação de NW (0,1).

Quadro 14. Estatísticos globais do modelo.

-2log da verosimilitude	Chi quadrado	R ² de Cox e Snell	R ² de Nagelkerke
38,14	27,58	0,41	0,57

Os coeficientes da equação resultante exprimem a relação negativa do desenvolvimento ou permanência dos depósitos *ac* com a presença de praias ($b=-3,74$) e plataformas sobre-elevadas ($b=-2,74$) no sopé das arribas, ao passo que reflete positivamente sobre o aumento da actividade nas arribas mais expostas à ondulação de NW ($b=7,41$). A relação negativa com a formação de praias parece um facto lógico, pois os depósitos *ac* desenvolvem-se preferencialmente em domínios erosivos. Todavia, as observações podem ver-se influenciadas pelos ciclos sazonais de sedimentação e erosão, de tal forma que durante o inverno marítimo podem ser exumados depósitos *ac* cobertos durante o período de acumulação.

Adicionalmente, foram tomadas notas acerca de outros aspectos de ordem qualitativa como natureza do substrato, forma dominante dos blocos ou movimentos de vertentes que comportassem aportes recentes. Verificou-se certa associação espacial entre o arredondamento de seixos e blocos depositados no sopé da arriba e presença de depósitos *a* dispostos em camadas finas sobre a plataforma rochosa ao longo de reentrâncias ou pequenas áreas de captura de sedimentos. Segundo esta hipótese, o arredondamento teria a sua origem no efeito abrasivo destes depósitos arenosos ao serem projetados pelas ondas. As experiências de laboratório de Skafel e Bishop (1994) mostraram que a introdução de uma fina camada de areia faz incrementar rapidamente a erosão por abrasão dentro da zona de rebentação, e que, excepto casos particulares, a erosão é negligenciável na sua ausência. Outros autores (Robinson, 1977; Davidson-Arnott, 2010) salientam que a abrasão seja mais eficaz quando a cobertura de sedimentos na zona litoral é fina (até 10 cm), de tal forma que a energia da onda seja capaz de gerar movimento em toda a camada de areia e particularmente na parte inferior que fica em contacto directo com o substrato rochoso. A abrasão tenderia para zero com o incremento da espessura das areias. Isto explicaria por que estes processos ocorrem sobre sedimentos tipo *a* e não sobre os de tipo *pr*.

5.2.2.3. Ocupação humana e sua regulação

No processo de ocupação do litoral, o homem influi de diferentes maneiras e escalas na modificação dos sistemas naturais de arribas. A influência humana é exercida a nível dinâmico, pelo que é difícil estabelecer sempre relações directas com a morfologia. Não há dúvida que,

através das diversas formas de uso e ocupação do território, o homem altera a dinâmica dos fatores naturais que interagem na génese litoral, tornando-se num agente condicionante de primeira ordem. King, já em 1972, afirmava que alguns dos fenómenos erosivos em arribas se deviam ao efeito das intervenções físicas do homem. O poder condicionante exerce-se de forma directa em vários âmbitos territoriais:

Marinho. Obras e acções no âmbito do meio aquático, que Gomes (2007) destaca como as causas mais recentes do recuo da faixa costeira, por enfraquecimento das fontes aluvionares (alterações a nível das bacias hidrográficas, albufeiras e barragens, extracções de areias nos rios e estuários, e dragagens nos canais de navegação), construção de quebramares portuários ou implantação de esporões e obras aderentes.

Um estudo do ritmo erosivo recente da Rocha do Gronho (Neves, 2007), na Lagoa da Óbidos, ilustra com clareza o desencadeamento de processos inesperados decorrentes de intervenções humanas sobre o meio aquático. Neste caso, a construção de uma barreira numa margem da lagoa terá deslocado o fluxo fluvial principal para a margem contrária, onde se situa esta arriba, promovendo a perda de volume sedimentar na base, a intensificação da força das ondas que a atingem e, consequentemente, o incremento drástico do recuo a partir de 1995.

Na face e sopé das arribas. Obras ou acções de ocupação do sopé das arribas (apoios de praia, acessos, passeos, etc.) ou de modificação das características naturais da face da arriba (muros de contenção, povoamento artificial de vegetação) orientadas para a sua estabilização. Em São Bernardino, a implantação de apoios de praia e infraestruturas de acesso para peões e viaturas tem vindo a interromper definitivamente a acção do mar sobre as arribas, originando assim um sistema de arribas “fossilizado” por acção antrópica (figura 59). Perante a paralização da acção marinha e acção exclusiva dos processos continentais é expectável que estas arribas sofram um processo de degradação progressivo. Na Consolação, particularmente na área do forte e em outras onde as infraestruturas estão gravemente ameaçadas pelo recuo das arribas, as acções de restauro vegetal com *Carpobrotus edulis* encaminham-se para a

estabilização das arribas e diminuição do ritmo da erosão, alterando assim a sua dinâmica natural e tornando-as arribas artificializadas (figura 59).

Na plataforma litoral. Inclui toda classe de ocupação, intervenção ou uso do território que modifique as condições naturais da faixa continental adjacente (para terra). Ao urbanizar, introduzem-se alterações no sistema hidrológico (reduz a infiltração e contribui para a impermeabilização do substrato e o acréscimo do escoamento superficial para as arribas – aumento da erosão hídrica-) ou promove um aumento das vibrações geradas pelas viaturas. A deflorestação de vastas extensões para se tornarem em cultivo, reduz drasticamente a densidade do coberto vegetal, diminuindo a infiltração, aumentando o escoamento e acelerando os processos de erosão superficiais (figura 59). A perda de coberto vegetal pode favorecer a exploração de descontinuidades na rocha pelas águas de chuva e aumentar a probabilidade de ocorrência de movimentos de massa nas arribas. Além disso, este processo pode ver-se intensificado se a irrigação de cultivos fizer aumentar significativamente o afluxo de água à terra.



Figura 59. Restauro vegetal da face das arribas com *Carpobrotus edulis* (esquerda). Apoios de praia e acessos na praia alta e ante-praia de São Bernardino (centro). Campos de cultivos hortícolas na plataforma litoral adjacente. Observe-se a “barreira” de canas no topo das arribas para proteger os campos de cultivo (direita).

Os resultados da análise dos usos do solo num perímetro de 200 metros na faixa litoral entre Consolação e Paimogo mostram uma forte presença da actividade agrícola face a outros usos. O tecido urbano, concentrado, em duas pequenas localidades, Consolação e São Bernardino, sem

crescimentos consideráveis no período de análise, é ainda envolvido numa matriz rural de marcado carácter agrário. O solo agrícola domina, em forma de cultivos herbáceos temporários, quer sequeiros quer regadios, em 31% da área. Porém, a vegetação herbácea natural e as pastagens permanentes, somando 45,3% do território adjacente às arribas, é o cenário dominante (foi frequente as culturas temporárias transitarem para pastagens permanentes no período 1995-2010). Por último, matos, superfícies sem vegetação e planos de água, somam, conjuntamente, os restantes 11,7% (figura 60).

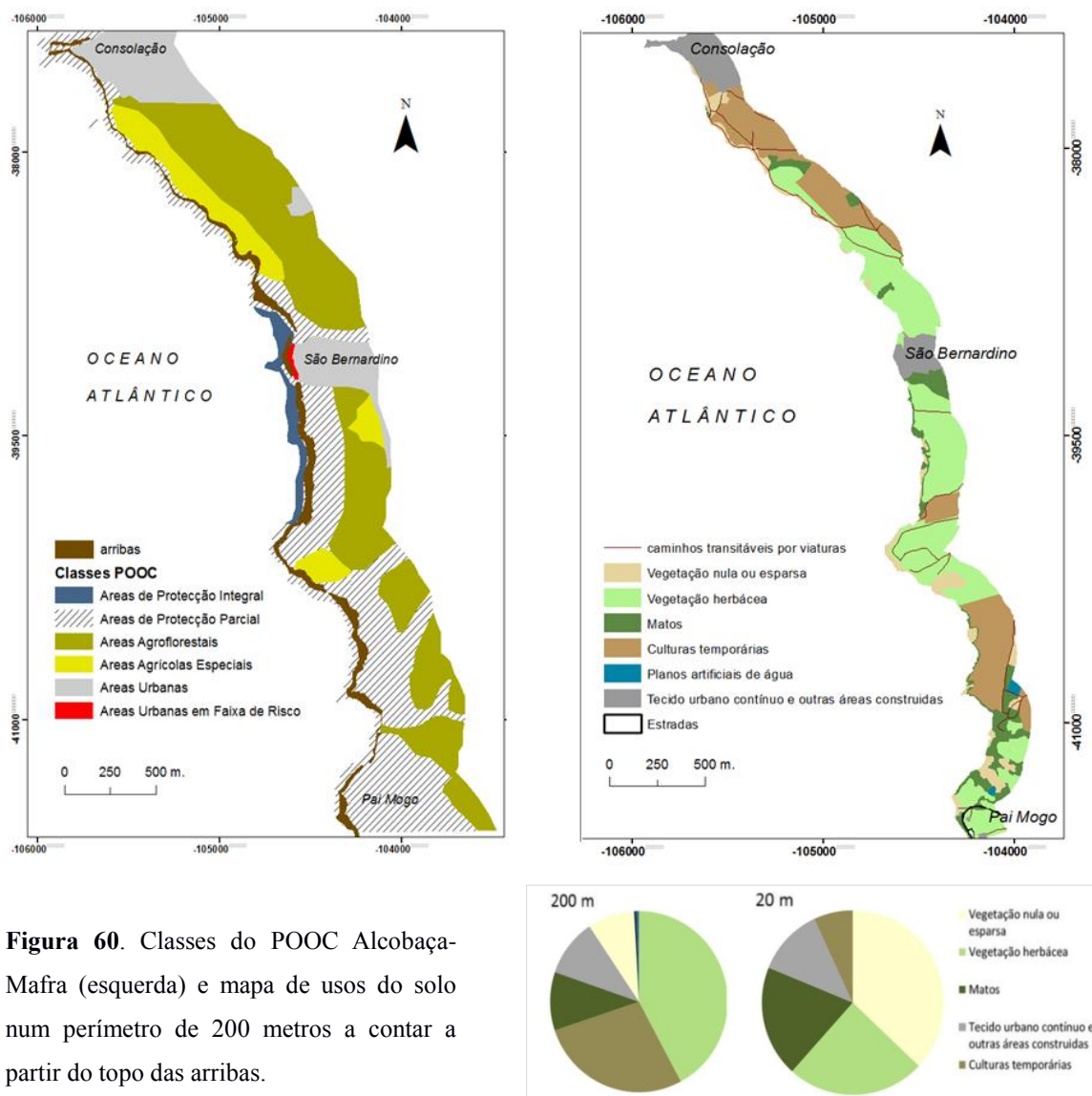
Embora seja mínima a presença de planos de água artificiais nos primeiros 200m, existe uma quantia importante de pequenas represas na zona, destinadas à captação de água para rega. Quanto à distribuição de solos sem cobertura ou cobertos por matos, mesmo que pouco representados no conjunto dos primeiros 200m, podem ser extremamente importante se atendermos à sua localização nos primeiros metros desde o topo.

Considerando um raio de 20m a partir do topo das arribas, a vegetação nula ou esparsa é dominante, atingindo 37%, enquanto a vegetação herbácea natural se distribue por 24% e os matos por 19% do território (figura 60). Estes tipos de cobertura, juntamente com a existência de caminhos transitáveis por viaturas, são fatores importantes a ter em conta pela sua influência nos processos de instabilidade nas arribas. O comprimento deste tipo de caminhos tem-se calculado em aproximadamente 7 km, dos quais 3,65 km estão compreendidos dentro dos primeiros 50 m desde o topo da arriba. O passo de viaturas perto das arribas faz aumentar transitoriamente a tensão tangencial na vertente, o que pode desencadear movimentos se a resistência ao corte for ultrapassada.

O ordenamento do território converte-se num fator condicionante da dinâmica natural dos sistemas de arriba na medida em que regula a ocupação humana do solo. No POOC Alcobaça-Mafra (2002), documento principal em matéria de ordenamento na área, estabelece-se a seguinte classificação de usos entre Consolação e Paimogo (figura 60):

- I. Espaços Agrícolas (áreas agrícolas especiais e áreas agro-florestais), áreas com características adequadas ao desenvolvimento das actividades agrícolas onde é interdita qualquer alteração ao uso do solo que diminua as suas potencialidades agrícolas, bem

como, ainda que com algumas excepções previstas na Lei, a realização de qualquer tipo de obra.



- II. Espaços Naturais. Áreas em que a protecção de valores naturais únicos, nomeadamente o litoral e sua envolvente, se sobrepõe a qualquer outro tipo de uso. Distinguem-se:
- Áreas de protecção integral, constituídas pelas arribas e faixas de protecção às arribas.
 - Áreas de protecção parcial, que integram unidades agrícolas, em exploração ou potenciais, fundamentais para a defesa da estrutura paisagística, devendo ser evitada a destruição do revestimento vegetal e a alteração do relevo natural.

Além do zonamento, pretende-se que os POOC sejam um instrumento eficaz na minimização dos riscos associados à dinâmica natural na orla costeira. Para tal, contempla-se a delimitação de faixas de proteção, que no POOC Alcobaça-Mafra são de três tipos (Marques, 2009): a) Faixa de risco adjacente ao sopé da arriba (FRS), b) Faixa de risco adjacente à crista da arriba (FRC), e c) Faixa de protecção adicional (FPA). Esta última acresce mais uns metros de proteção a partir da FRC. O perímetro concreto da faixa é função da susceptibilidade física teórica das arribas e da sua magnitude. Entre Paimogo e Consolação, o POOC distingue duas áreas no que diz respeito ao estabelecimento destas faixas. Estabelece-se que a faixa a partir da crista deve ter um mínimo de 10m no troço Consolação-São Bernardino e 20m entre São Bernardino e Paimogo (até Praia da Areia Branca), sendo, neste último, aplicável uma faixa igual à metade da altura quando esta ultrapassar aquele mínimo. Ao contrário, a Faixa de Risco no sopé é igual em todos os troços (quadro 15).

Quadro 15

Critérios de delimitação das Faixas de protecção no POOC Alcobaça-Mafra.

Troço	Sopé (m)		Crista (m)		Adicional (m)	
	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo
Consolação- São Bernardino	H	-	-	10	-	10
São Bernardino-Praia da Areia Branca			0.5*H	20	0.5*H	20

H = Comando da arriba.

5.2.3. DINÂMICA DE VERTENTES NAS ARRIBAS ENTRE CONSOLAÇÃO E PAIMOGO

As arribas evoluem por uma ampla variedade fenómenos, desde movimentos individuais de partículas até grandes e profundos movimentos de vertente (Davidson-Arnott, 2010). Porém, nos litorais de arribas, o recuo progride predominantemente por séries intermitentes e descontínuas de movimentos de vertente, que ocorrem, como demonstram os modelos de estatísticos, à maneira de fenómenos de elevada intensidade/baixa frequência e elevada frequência/ baixa intensidade

(Garder, 1977; Douglas, 1980; Whalley, 1984), em geral concentrados em episódios de ondulação energética e/ou chuvas fortes (Sunamura, 1992; Bird, 2000, 2011; Texeira, 2006).

A seguir, detalham-se os processos mais notáveis detectados entre Consolação e Paimogo.

5.2.3.1. Processos e formas de erosão basal

O sapamento basal comporta a erosão e recuo do sopé da arriba, estando na origem de certos movimentos de massa. As sapas (*notchs*) formam-se por efeito da erosão marinha na base da arriba. Ao desenvolver-se, a arriba perde volume rochoso no sopé e, posteriormente, produz-se a perda de sustentação e o aumento das forças tangenciais e tensões laterais que acabam por gerar colapsos, sobretudo desabamentos (*rock falls*), balançamentos (*topples*) e deslizamentos (Davies, 1972; Marques, 1997; Kogure *et al.*, 2006). Gresswell (1957), afirma que qualquer secção da face da arriba que fique por cima do nível de incidência das ondas é sempre resultado do colapso mais do que da erosão directa. Esta ideia reforça a concepção de arriba, como geoforma que evolui de maneira directa ou indirecta por acção marinha.

A formação de sapas entre Consolação e Paimogo associa-se, do ponto de vista teórico, aos efeitos erosivos da acção hidráulica e da abrasão das ondas, num quadro climático de agitação de elevada energia e num ambiente onde há disponibilidade de areias, seixo, cascalho e blocos na plataforma continental interna. Embora nos ambientes mais energéticos (sobretudo temperados) dominem, em regra, os processos marinhos, e a formação de sapas basais seja característica, Davies (1972) salienta que estas formas são mais espectaculares em ambientes pouco energéticos onde a meteorização, dissolução e erosão biogénica são mais efectivas do que a abrasão e a acção hidráulica (sobretudo ambientes calcários em climas tropicais), já que nos ambientes mais energéticos as grandes ondas tendem a destruir a parte superior da sapa (*viseira*); a variabilidade na altura de onda tende a produzir um perfil dentado pouco profundo e o regime meso ou macro-mareal determina maior distância vertical de incidência (menor concentração num nível). No terço norte, a sul da Consolação, a dissolução tem um papel importante na formação de sapas pela presença de fácies calcárias.

Entre Paimogo e Consolação o comprimento total sapado relativamente ao comprimento total de arribas é 18,7% (1.123 metros), com volumes e morfologias de sapamento diversas (figura 61). Em geral, o contraste litológico entre norte e Sul, marcadas pela dominância de calcários e arenitos, respetivamente, controla, junto com outros fatores, a tipologia das sapas.

As sapas nas arribas do terço norte, caracterizadas por uma intercalação de baixas espessuras calcárias e argilosas, aparecem talhadas nos materiais mais brandos perto do contacto da bancada

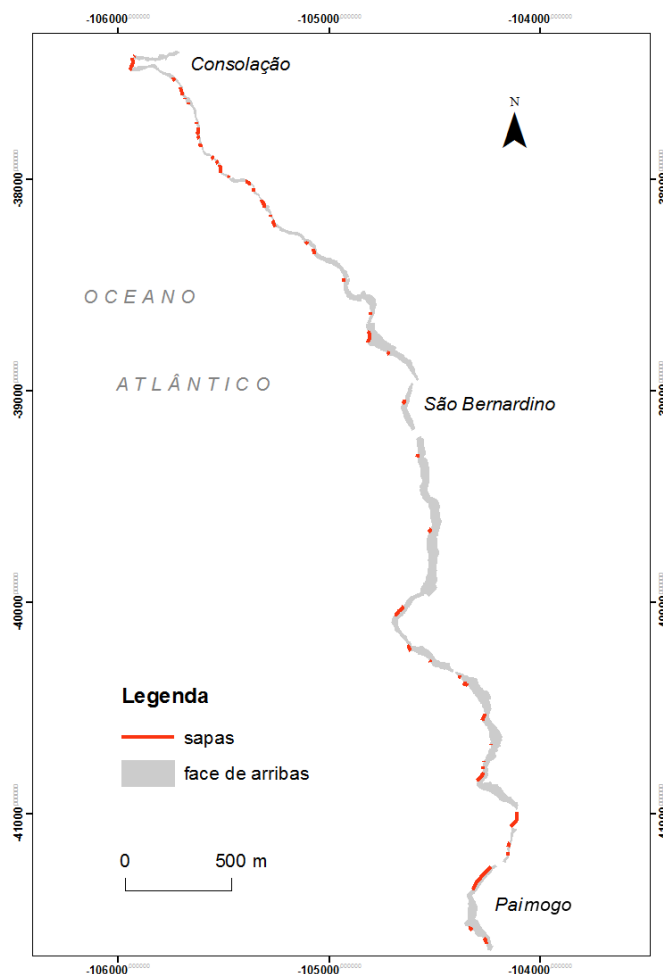


Figura 61. Cartografia das sapas entre Consolação e Paimogo.

calcária com a base da arriba (figura 62-a). Entre Consolação e C. Salgueiro, 88% das sapas registadas e medidas no campo corresponderam com a tipologia. As rochas argilosas ou margosas, sobre as que são talhadas, compõem a parede, que frequentemente apresenta uma morfologia de pequeno talude, tal como corresponde à configuração de equilíbrio destes materiais nos perfis. Sobre ela assenta uma bancada em saliência, que constitui o tecto da sapa, de natureza mais resistente e inclinada no sentido da estratificação. Assim, se for

puramente discordante, a secção de sapa adquire forma de triângulo retângulo (com a bancada calcária a formar a *hipotenusa*). A bancada calcária fica por cima, a modo de cornija, e impede, até se desencadear a ruptura, que as argilas suprajacentes se desloquem para preencher o volume sapado. Nestas sapas evidencia-se frequentemente uma intensificação lateral da intensidade de

sapamento à medida que se aproxima de maneira progressiva ao nível de base. De um ponto de vista frontal, dada uma inclinação subparalela das camadas, a secção da sapa vai sendo mais profunda (figura 62-c). Entre C. Salgueiro e Paimogo, as sapas são talhadas maioritariamente em bancadas areníticas, de maior espessura, directamente sobre o arenito (figura 62-b). Em rochas mais coerentes, as sapas basais desenvolvem-se melhor pois sustentam por mais tempo as estruturas (Bird, 2011). Nestas sapas, a parede tende a ser côncava e a estrutura geral a ser extraprumada. Esta tipologia representa 72% das sapas registadas neste sector, às vezes desenvolvidas na base de *micro-arribas frontais* expostas ao ataque das ondas.

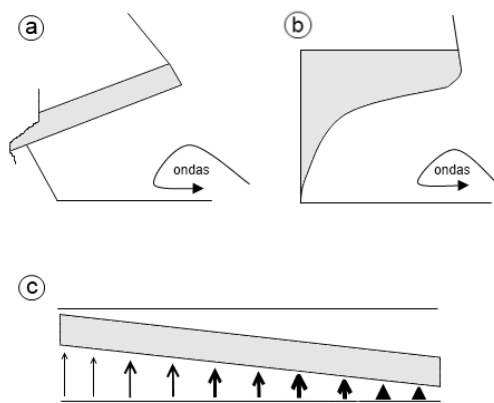


Figura 62. Tipologia morfológica das sapas.

Em regra, não existem sapas sobre perfis compostos unicamente por argilas ou materiais pouco coerentes, por causa da sua incapacidade para conservar as formas extraprumadas (Bird, 2011). A presença de sapas tem uma limitação litológica: associam-se necessariamente à presença de materiais coerentes na base da arriba.

Em qualquer caso (tipo *a* ou *b*), o colapso da estrutura superior terá lugar quando a profundidade da sapa superar o limiar de

equilíbrio do perfil, o que se relaciona com o comando da arriba, a resistência do material, as redes de fraturas e a inclinação dos estratos relativamente à vertente (concordância ou discordância), que controla as forças tangenciais.

Com base no conceito de limiar geomórfico, alguns autores têm tratado de estabelecer modelos para determinar a profundidade crítica da sapa a partir da qual se desencadearia o colapso, em forma de desabamento ou balançamento. Kogure *et. al.* (2006) propõem a seguinte equação:

$$l = \frac{\sqrt{h(1-\alpha)^2 S}}{2pg}$$

Em que l é a profundidade crítica da sapa, h o comando da arriba medido desde o ponto de máxima profundidade da sapa, α a profundidade da fenda de tração paralela em relação a h , S a resistência à tracção da rocha, p a densidade da rocha e g a aceleração da gravidade. O modelo explora os resultados de l relativamente ao valor de α e os compara com os parâmetros geométricos de arribas sapadas em que ainda não aconteceu o movimento e de blocos desabados em arribas onde o movimento já se tem desencadeado.

Marques (1997) propõe um outro modelo baseado na oposição de duas forças, que designa por *momento total favorável ao incio do movimento* (M_M), cujos componentes principais, além dos parâmetros geométricos da arriba, são o peso específico aparente seco da rocha (kN m^{-2}) e o peso da coluna de água em episódios de precipitação (kN m^{-2}); e o *momento resistente* (M_R), cujos elementos principais são a resistência à tração da rocha compacta (kN m^{-2}) e a altura média da fratura (m). Neste modelo, a situação de instabilidade ocorre desde que $M_M > M_R$.

Por causa da escala e objectivo não foram aplicados modelos geotécnicos neste estudo. Além disso, as características das arribas entre Consolação e Paimogo, sobretudo, a heterogeneidade litológica vertical, impede que a resposta de uma dada secção de arriba perante o sapamento basal seja unitária, tornando ainda mais complexa a análise. Assim, o mais frequente entre Consolação e Paimogo é vermos desabamentos parciais das bancadas mais resistentes e fraturadas, por falta de sustentação, ou deslizamentos que afectam amplos sectores da face da arriba, onde ficam envolvidos materiais de diversa natureza.

A análise espacial integrou dois parâmetros quantitativos: densidade e intensidade de sapamento. A primeira exprime a relação entre o comprimento linear total do sapamento e o comprimento linear total da arriba (m/m), obtendo-se um resultado entre 0 e 1. A segunda, em unidade de volume por unidade linear (m^3/m), podendo atingir valores acima de 1. Os volumes foram calculados medindo a área da secção da sapa no terreno e interpretando o seu comprimento lateral em ambiente SIG. Quer a densidade quer a intensidade apresentam uma variabilidade espacial que pode ser função de certas variáveis ambientais: orientação da arriba, morfologia da linha de costa e natureza do sopé da arriba, particularmente a presença de elementos protectores de sopé (figura 63).

Densidade de sapamento (m/m). Os troços sem praia apresentam o dobro de densidade (0,21 m/m) que os troços com praia protectora no sopé (0,1 m/m). Nos promontórios, o comprimento sapado (0,25 m/m) é também o dobro aproximadamente que nas reentrâncias (0,12 m/m), onde, aliás, é frequente encontrarmo-nos praias. Acontece por causa da refração e concentração dos fluxos de ondas nas saliências. A exposição a octante NW é aquela com maior comprimento sapado em termos relativos (0,31 m/m), a seguir a exposição a octante W (0,24 m/m) e por último a exposição a octante SW (0,12 m/m). Este facto reflete bem a dominância da vaga de NW, que detém a maioria dos temporais, seguido pela vaga de W e por último da vaga de SW que, embora comporte situações de elevada energia, possui menor frequência.

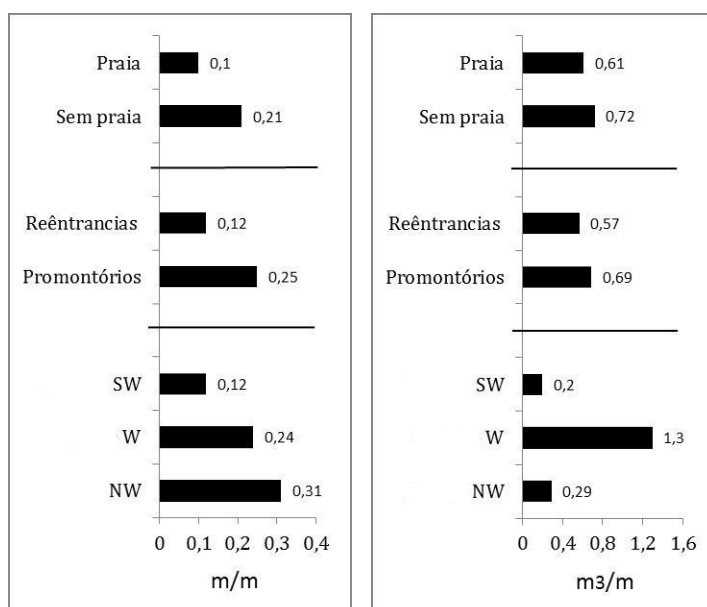


Figura 63. Zonamento da densidade e intensidade de sapamento.

Intensidade de sapamento (m³/m). Mostra um padrão espacial semelhante, mas com contrastes notavelmente menores. A intensidade em zonas sem praia protetora (0,72 m³/m) não foi muito mais elevada do que a intensidade em zonas de praia (0,61 m³/m); em promontórios também não foi muito mais elevada (0,69 m³/m) do que em zonas reentrantes (0,57 m³/m) e quanto à orientação das arribas, aquelas expostas a W comportaram os volumes de sapamento maiores (1,3 m³/m), seguidas pelas expostas a NW (0,29 m³/m) e, por último, aquelas orientadas a SW (0,2 m³/m).

Convém não esquecer a relação que existe mais uma vez entre estes fatores e o papel da presença de rochas resistentes (figura 64). Na raiz genética da configuração da linha de costa em reentrâncias e promontórios, por sua vez, responsável também em grande medida pela sedimentação de praias, encontra-se a distribuição de materiais brandos e resistentes (mecanicamente) na base da arriba e a proporção de materiais brandos e resistentes nos perfis. Assim mesmo, as orientações a NW, sobretudo na metade sul, e a W, na metade norte, apresentam maior proporção de materiais resistentes ao longo do perfil das arribas.

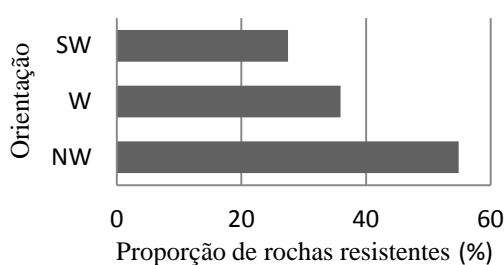


Figura 64. Relação da orientação com a proporção de rochas resistentes.

A área e volume de sapamento têm também um controlo litológico, pois se sustenta no equilíbrio entre resistência à erosão e grau de coerência das rochas em que são talhadas, em combinação com a sua capacidade para conservar as formas. No quadro 16 mostra-se com clareza as diferenças na magnitude do sapamento entre as duas distintas tipologias descritas.

Quadro 16

Área e volume médios de sapa segundo a sua tipologia.

	Sapas tipo A	Sapas tipo B
Área média da secção (m ²)	84,56	114,18
Volume médio da sapa (m ³)	2,89	3,23

Sob a hipótese de que a magnitude da sapa podia estar relacionada com a espessura das bancadas mais resistentes, procurou-se a relação entre a área da secção da sapa e a espessura da

bancada resistente. A relação obtida foi positiva, mas débil. O Coeficiente de Correlação de Pearson ofereceu uma relação baixa de carácter positivo ($r=0,31$) e o modelo de regressão linear simples mostrou um poder explicativo baixo (10%).

O processo de formação de sapas tem uma natureza cíclica. A sapa cresce até se produzir o colapso da estrutura superior e então desaparece, iniciando-se outra vez o processo quando as ondas voltarem a exercer a sua acção erosiva no sopé. Porém, após um movimento de massa o sopé fica protegido temporariamente. À medida que as ondas conseguem desagregar e/ou evacuar os detritos da frente da arriba, o processo de erosão basal vai cobrando outra vez maior intensidade. O grau de protecção fornecido será função do volume total de material caído e do seu grau de resistência à desagregação e o transporte. A esse respeito, o ritmo de remoção dos materiais depositados na base converte-se num fator importante, pois determina o tempo que a arriba permanece protegida do ataque das ondas (Gesswell, 1957).

A análise apresentada fornece uma imagem instantânea acerca da distribuição e magnitude dos processos de sapamento basal entre Consolação e Paimogo, sobre cuja base foi possível marcar as áreas de maior susceptibilidade ao desenvolvimento de sapas (*notchs*): promontórios, arribas sem praia e arribas orientadas a W e NW. Ainda assim, devido à dinâmica cíclica do processo não é possível afirmar que não se possam desenvolver sapas onde não foram registadas (por exemplo em áreas colapsadas recentemente) ou que sapas de pequena magnitude não possam evoluir para sapas mais profundas.

Outra questão problemática tem a ver com a relação entre sapas e erosão. Uma vez que se considerou não existirem arribas mortas, assume-se que todas as sapas são mais ou menos activas e, portanto, onde houver processos de sapamento, há processos periódicos de erosão basal. Porém, não se pode afirmar que onde não haja sapa, não haja erosão basal, pois como já foi salientado, a presença de sapas esta fortemente limitada à presença de bancadas de rochas coerentes, capazes de conservar os estraprumos no nível de base das arribas, já que os perfis argilosos reagem de forma imediata a uma perda de volume na base. Assim, os troços de arribas mais argilosas não apresentam sapas, como morfologia, mas sim processos de erosão basal e sapamento que podem ser ainda mais intensos do que em outros troços.

5.2.3.2. Ravinamento e sulcagem

Tanto as ravinas (*gullies*) quanto os sulcos (*rills*) são canais de drenagem efémeros e superficiais, em processo de erosão, originados pela acção do escoamento concentrado sobre materiais fracamente consolidados. A diferença entre ravina e sulco responde nomeadamente a uma questão de dimensão e morfologia. As ravinas têm sido comumente definidas como canais profundos com paredes laterais e cabeceira fortemente declivosa ou vertical (Bull e Kirkby, 1997; Ebisemují e Ekiti, 1989), capazes de interferir com a lavoura normal (FAO, 1965; *Soil Science Society of America*, 2001). Ora, o limiar para falar em ravinas é ainda subjectivo (Bergonse e Reis, 2011). Brice (1966) propôs uma profundidade mínima de 0,6 m, Imeson e Kwaad (1980) de 0,5 m e Zachar (1982) de 0,3 m (citados por Bergonse e Reis, 2011). Neste trabalho a diferenciação entre sulcos e ravinas foi feita com base na interpretação visual directa no terreno, não se utilizando medições exactas.

Em função do contexto topográfico em que se inserem dentro do sistema de arribas, entre Consolação e Paimogo encontramos ravinas localizadas na face ou ravinas instaladas no topo, equiparáveis aos tipos *ravina de vertente* (*valley-side gullies*) e *ravina de desnível* (*bank gullies*), respetivamente (figura 65). As *ravinas de vertente* formam-se quando o escoamento superficial superar o limiar de tensão de corte do solo num troço ao longo de uma vertente (Montgomery e Dietrich, 1988; em Vandekerckhove *et al.* -2000). As ravinas de desnível são geradas pela existência prévia de uma quebra no declive que favorece ao aumento do poder erosivo dos fluxos superficiais e sub-superficiais de água (Poesen e Hooke, 1997). Esta quebra, nos sistemas de arribas, é marcada pela crista, ponto em que se formaria inicialmente uma incisão ou cabeceira, que vai crescendo perpendicularmente ao desnível (Gutiérrez *et al.*, 2011).

As ravinas evoluem por dois grupos de processos: o escoamento superficial concentrado e os movimentos de massa; daí a sua natureza mista fluvial/gravitacional (Bergonse e Reis, 2011).

A acção do escoamento concentrado resulta da oposição dinâmica entre erosividade das águas (função da velocidade do fluxo e da rugosidade do leito) e erodibilidade do solo (função da textura, agregação, vegetação, conteúdo de água e fragmentos rochosos ou dispersividade da fracção argilosa) (Bergonse e Reis, 2011). Nesta equação, influi notavelmente o processo

conhecido por encrostramento superficial, consistente na formação de uma camada compacta e pouco permeável na superfície do solo devido ao impacto das gotas de chuva (*raindrop impact*). Este impacto promove a destruição física dos agregados superficiais, que posteriormente são redistribuídos, preenchendo espaços e poros (Regüés e Torri, 2002).

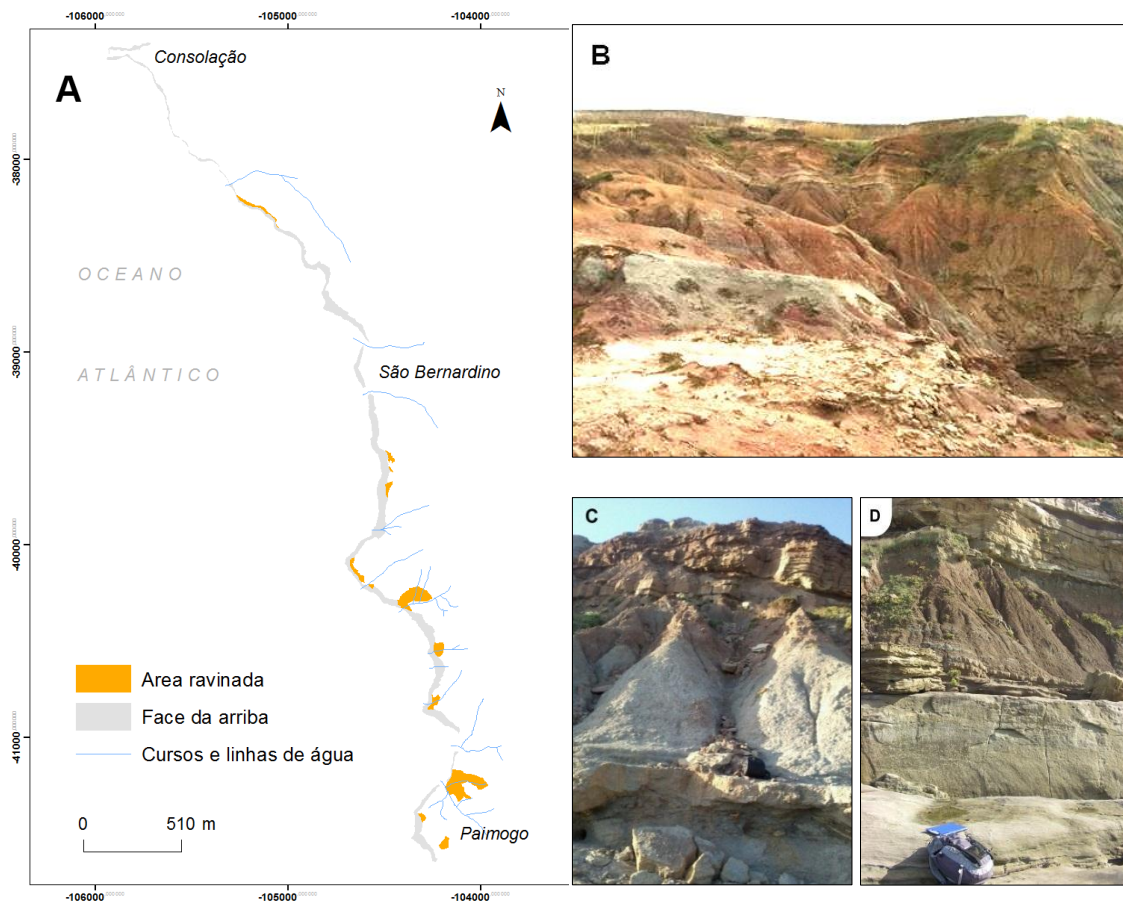


Figura 65. A) Áreas ravinadas no topo dos sistemas de arriba e na plataforma litoral adjacente entre Consolação e Paimogo, B) *Ravina de desnível*, instalada no topo da arriba, C) *Ravina de vertente*, desenvolvida na face da arriba, D) sulcagem (*rill erosion*) sobre bancada argilosa na face da arriba.

Os movimentos de massa têm lugar por processos de sapamento das parades e cabeceira do canal, colapso de estruturas tipo *fute* ou *pipe* (figura 66), e desenvolvimento de fraturas de tensão a montante das paredes e cabeceira. A erosão em túnel (*piping*) devida à circulação de fluxos sub-superficiais, salienta-se como um processo originador de novas ravinas (Martín-Penela, 1994; Faulkner, 2006). Quando estas estruturas, que podem organizar-se em verdadeiras

redes de drenagem subterrâneas, se tornar insustentáveis, o tecto do tubo colapsa originando um degrau que o fluxo superficial converte numa incipiente cabeceira de ravina (Gutiérrez et al, 2011).



Figura 66. Processos activos de “tunelacão” (*piping*) nos sistemas de arriba entre Consolação e Paimogo. a) Colapso do tecto de um tubo (*pipe*) num sector da parte superior do sistema de arribas, com sulcagem ao fundo da imagem, b) formação de um tubo (*pipe*) na face da arriba por efeito do afloramento da drenagem sub-superficial.

A evolução das ravinas não é igual em todas as fases do seu desenvolvimento. Num estágio inicial, os processos de *piping* e incisão fluvial terão maior importância (Vandekerckhove *et. al.*, 2001; Berggonse e Reis, 2011). Porém, a partir de um limiar crítico – possivelmente controlado pela força tangencial e declive das paredes e pela profundidade do entalhe – começam a expandir-se lateralmente através de movimentos de massa que acabam por tornar-se a principal fonte de sedimentos (Berggonse e Reis, 2011). No mesmo sentido, Vandekerckhove *et. al.* (2001) constataram que o colapso das paredes por sapamento e desenvolvimento de fraturas de tensão, e o desenvolvimento e destruição de estruturas tipo *flute*, são os principais processos responsáveis pelo recuo de ravinas em fase avançada de evolução. Nesta altura, o escoamento passa a ter, sobretudo, a função de remover o material colapsado do canal, permitindo a sua

expansão (Berggonse e Reis, 2011).

O surgimento de uma ravina é seguido por uma fase de intensa instabilidade, em que ocorre um rápido aprofundamento, regressão e expansão lateral. Marker e Sidorchuk (2003) acharam que aproximadamente 90% do comprimento, 60% da área e 35% do volume, se formava na primeira fase de vida da ravina (5% inicial). Segundo Wells *et al.* (1991 –citados por Berggonse e Reis, 2011), a posterior estabilização caracteriza-se pela quase suspensão dos processos erosivos, a revegetação, coluviação e suavização dos declives, e estabilização final, com as formas constituindo apenas concavidades planares na topografia. Harvey (1974, 1992) também afirma que atingido certo limiar de dimensão, o leito da ravina torna-se mais plano e começa a ser colonizado pela vegetação até se estabilizar (figura 67).

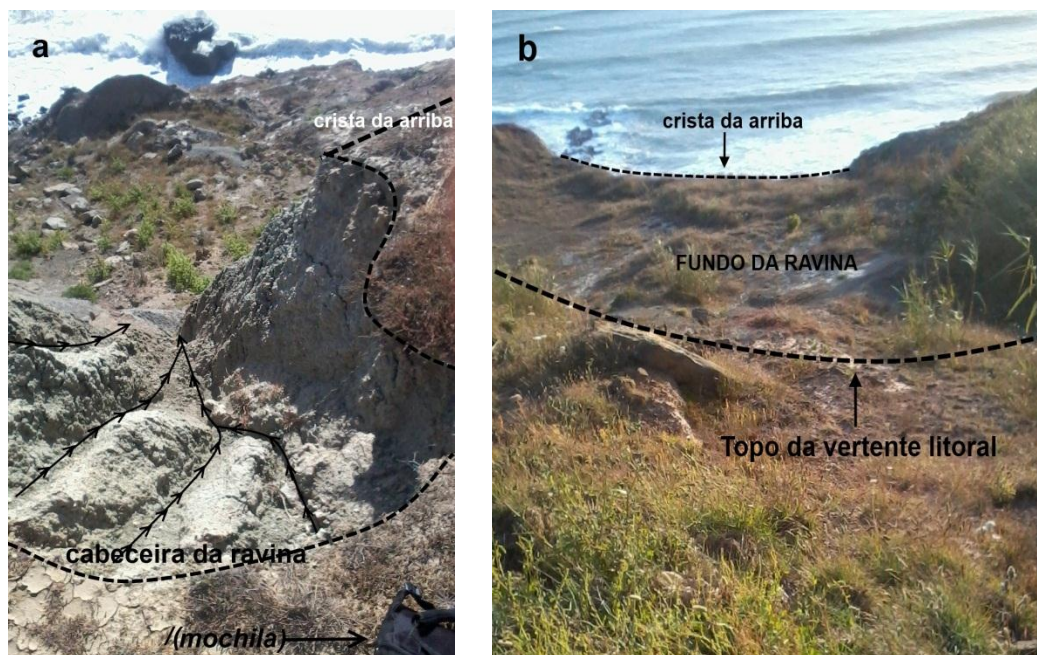


Figura 67. Diferentes estágios de desenvolvimento em *ravinas de desnível* entre Consolação e Paimogo. A) Fase inicial de incisão na crista da arriba sobre materiais argilosos. O sistema de canais irá crescendo pelo recuo da cabeceira até formar um sistema de maior magnitude. B) Ravina em fase final de estabilização, onde se verificam processos de colonização vegetal, suavização do declive, coluviação e desaparecimento dos sistemas de canais e interflúvios.

O ritmo de evolução de uma ravina corresponde a uma função exponencial negativa do tempo.

Segundo Graf (1977), a queda exponencial da taxa de crescimento de uma ravina com o tempo é uma resposta à diminuição do escoamento pela redução da área de drenagem que experimenta o canal, à medida que a sua cabeceira recua. Ainda assim, a estabilização pode não ser definitiva, e uma ravina poder passar por sucessivos ciclos de erosão e estabilização (Gutiérrez *et al*, 2011).

No surgimento e evolução de ravinas intervêm um conjunto amplo de fatores. Do ponto de vista climático, a faixa entre Consolação e Paimogo é susceptível à formação de sistemas de ravinas, pois nele prevalece um clima mediterrâneo com regime de precipitação irregular e ocorrência de chuvadas fortes concentradas no tempo. Por outro lado, a natureza argilosa e siltosa do substrato em boa parte da área é particularmente susceptível à erosão hídrica. Nestes solos, em particular se apresentarem percentagens significativas de esmectites, os ciclos de humectação-desecação podem produzir contínuos reordenamentos estruturais das partículas, com a conseguinte diminuição da porosidade e a compactação da matriz argilosa, e promover o encrostramento superficial (Regüés e Torri, 2002). A este repeito salienta-se o papel do coberto vegetal como agente inibidor do encrostramento, ao interceptar as gotas de chuva e dissipar a sua energia de impacto, e da erosão hídrica superficial, ao proporcionar maior rugosidade superficial, reduzindo a velocidade do fluxo e favorecendo a infiltração. A erosão em túnel (*piping*) também se encontra ligada a solos argilosos e siltosos de baixa permeabilidade, sobretudo quando afectados por fraturas de desecação, aproveitadas pelas chuvas torrenciais para gerar fluxos de circulação interna.

Entre Consolação e Paimogo as maiores formas de erosão hídrica superficial, decorrentes do escoamento concentrado efémero, sejam *ravinas de vertente* (na face da arriba) ou *ravinas de desnível* (no topo da vertente), desenvolvem-se onde a espessura dos pacotes sedimentares argilosos é suficientemente grande. Este fator explica a quase total ausência destas formas na metade norte da faixa onde, como já se demonstrou em detalhe em fases prévias, a fácies são de baixa espessura.

Para além dos já citados, os fatores topográficos têm uma grande relevância no desenvolvimento de ravinas ao nível local. Segundo os estudos de Vandekerckhove *et al.* (2001) em *ravinas de desnível* de ambientes mediterrâneos, o fator topográfico que influi em maior

medida no processo e evolução dos sistemas de ravinas é a sua área de drenagem, que controla a magnitude do escoamento. Estes autores encontraram uma relação muito significativa entre a área de drenagem actual e o volume total erodido por ano, bem como entre a área de drenagem actual e o recuo linear por ano ($r^2=0,39$, para ambos). Anteriormente, Vandekerckhove *et al.* (2000) já tinham salientado uma relação ainda maior entre o volume total da ravina e a área de drenagem inicial ($r^2=0,65$). A diferença deve-se ao efeito, no curto prazo, da variabilidade das chuvas e a formação de fraturas de tensão. Outros autores têm explorado estas relações obtendo resultados no mesmo sentido (Seginer, 1966; Burkard e Kostaschuk, 1996; Kostaschuk, 1997; Stocking, 1980; Thompson, 1964). Burkard e Kostaschuk (1996), afirmam que ravinas maiores crescem a ritmos mais elevados do que ravinas menores, demonstrando que a própria área da ravina influi decisivamente nas taxas de crescimento.

5.2.3.3. Movimentos de vertente

Num sentido amplo, os movimentos de vertente ou *landslides*, são movimento de descida, numa vertente, de uma massa de rocha ou solo, em que o centro de gravidade do material afectado progride para jusante e para o exterior (Zêzere, 2005); abrangendo os movimentos conhecidos como desabamentos (*falls*), balançamentos (*toppling*), deslizamentos (*slides*) e escoadas (*flows*); e excluindo os movimentos verticais ou de subsidência, as avalanchas de neve, os efeitos da expansão/retracção dos solos argilosos e os movimentos de reptação. Esta classificação baseiase nos mecanismos como fator principal de discriminação e o material afectado como fator secundário.

5.2.3.3. a. Desabamentos

Os desabamentos (*falls*) são movimentos de elevada velocidade, de rocha, detritos ou solos, para jusante de uma vertente, em que a brusca separação da massa é seguida da queda livre, pelo menos durante parte do movimento, e posteriormente, do impacto do material contra um sector inferior da vertente (Flageollet e Weber, 1996). Nos desabamentos, os movimentos tangenciais são nulos ou reduzidos (Zêzere, 2000). Varnes (1978) distingue desabamentos de rocha (*rock falls*),

desabamentos de detritos (*debris falls*) e desabamentos de terra ou solo (*soil falls*), em função da natureza do material deslocado: rocha coerente, rocha detrítica não consolidada ou material fino, respetivamente. Existem muitos outros critérios de classificação, mas aqui não são tratados.

De forma geral, os desabamentos são desencadeados pelo alargamento das descontinuidades da rocha, pela perda da parte mais externa do bloco por ruptura mecânica ou deterioração química, pela superação do limiar de fricção ou pela perda de sustentação e aparecimento de fendas de tração (figura 68).

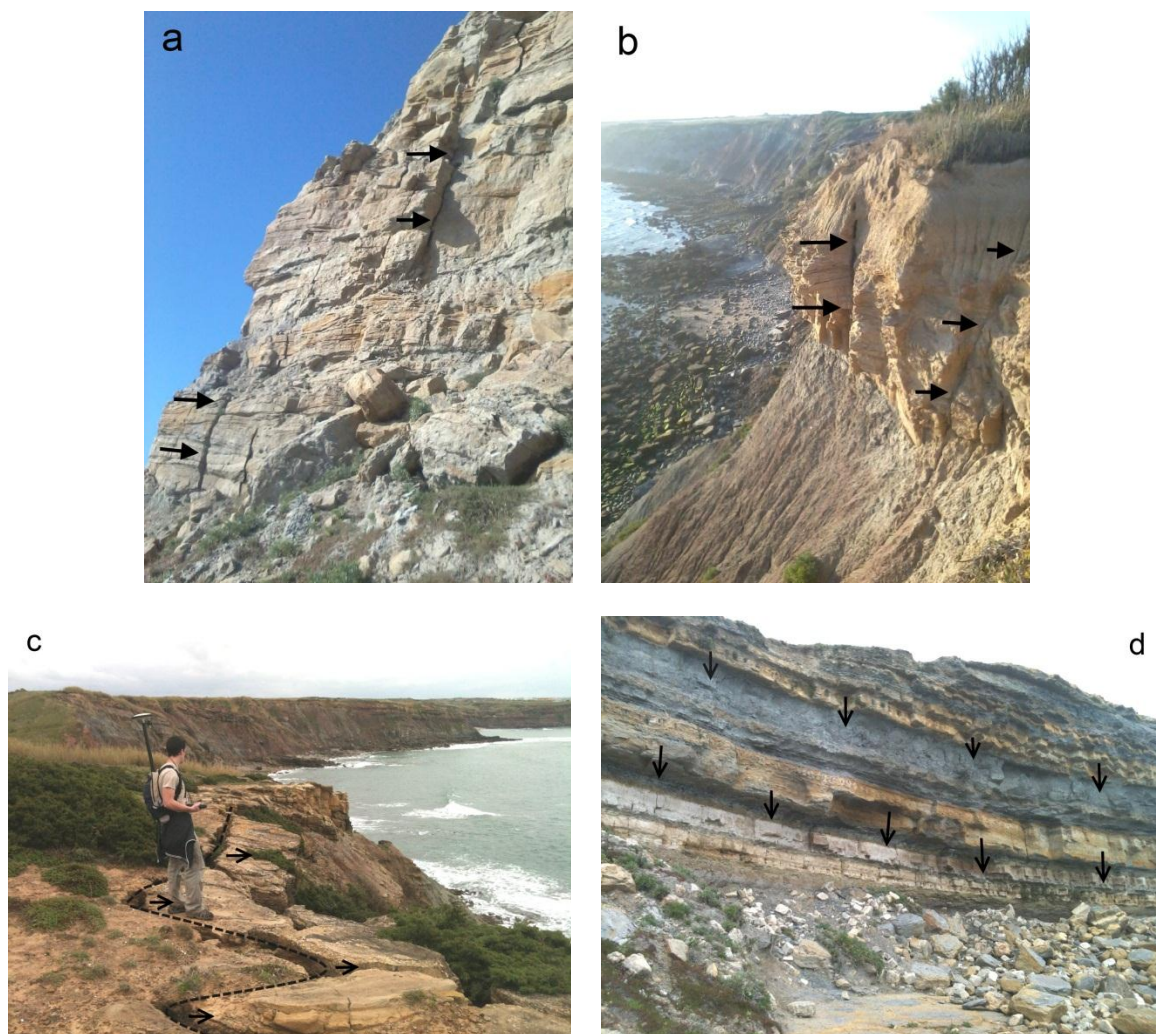


Figura 68. Processos e sinais desencadeantes de desabamentos (*falls*). A) Sistema ortogonal de fracturas sobre uma ponta composta de arenitos, B) fraturas sub-paralelas sobre cornija arenítica afetada pela perda de sustentação, C) fendas de tração paralelas no topo da arriba com início de deslocamento da bancada afectada, D) alimentação de um depósito *ac* através de desabamento desde bancadas calcárias e margosas.

Entre Consolação e Paimogo, os desabamentos de rochas estão controlados na sua maioria pela dinâmica erosiva dos taludes argilosos. A erosão mais rápida das bancadas argilosas promove a perda de sustentação nas bancadas coerentes superiores, desencadeando-se a desagregação e queda de fragmentos e blocos das bancadas areníticas ou calcárias. Este é um mecanismo de grande importância que se relaciona directamente com alguns aspectos já explicados na dissertação.

Assim, aqui defende-se que existem três processos principais que levam à erosão das bancadas argilosas e a consequente perda de sustentação (figura 69):

- a) A infiltração de água através das bancadas areníticas, que gera processos de “tunelização” no plano de contato com as argilas menos permeáveis. Por intermédio deste mecanismo vai-se gerando um vazio na base da bancada que acaba por desencadear o desabamento.
- b) Erosão hídrica superficial na face do talude por acção do escoamento concentrado e laminar. Produz o recuo paralelo do talude através de morfologias erosivas tais como ravinas ou sulcos.
- c) Sapamento na base do talude argiloso pelas ondas. Produz um vazio na base que, devido às propriedades mecânicas das argilas, é rapidamente preenchido por acção da gravidade. As sapas (*notchs*) são formas que não aparecem nas bancadas argilosas embora o processo esteja presente, já que a parte superior responde de forma imediata ao sapamento por meio de pequenos deslizamentos planares. Como resultado, a parte superior do talude vai recuando (enquanto a parte inferior pode até progredir) deixando sem sustentação a bancada superior, que desaba.

Estes processos actuam conjuntamente com outros de importância menor, como os movimentos de reptação partícula a partícula, ou as dinâmicas decorrentes da expansão e contração hidroclástica de argilas.

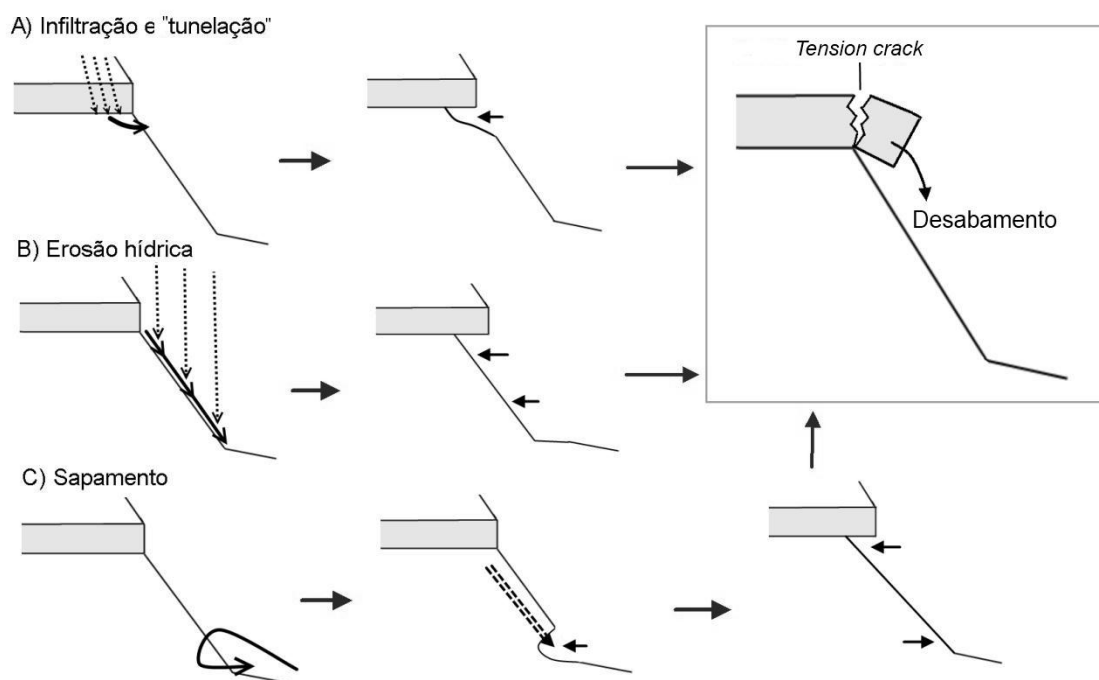


Figura 69. Representação gráfica dos principais mecanismos erosivos dos taludes argilosos entre Consolação e Paimogo.

Em arribas com esta estrutura estratigráfica, **os movimentos de vertente ligados à dinâmica erosiva dos taludes argilosos comportam processos em cadeia.** Assim, numa arriba cujo perfil estratigráfico se compõe de uma alternância de várias camadas argilosas e areníticas, os efeitos sobre o equilíbrio do perfil da ocorrência de um desabamento na base da arriba ou em determinada altura acima dela, propagar-se-ão verticalmente para os sectores superiores da arriba, sevindo de base a outros futuros movimentos: i) a erosão de um talude argiloso promove a perda de sustentação em uma bancada resistente, que desaba, ii) arrastando no movimento à bancada argilosa supra-jacente, que deixa sem sustentação uma bancada coerente superior que volta a desabar, iii) reproduzindo o mesmo processo verticalmente para o topo (figura 70). O intervalo temporal entre os movimentos pode ser longo ou ainda nunca acontecer (o que é função da magnitude do movimento inicial), mas quando acontecem, os efeitos vão sendo amortecidos com a distância ao evento desencadeante.

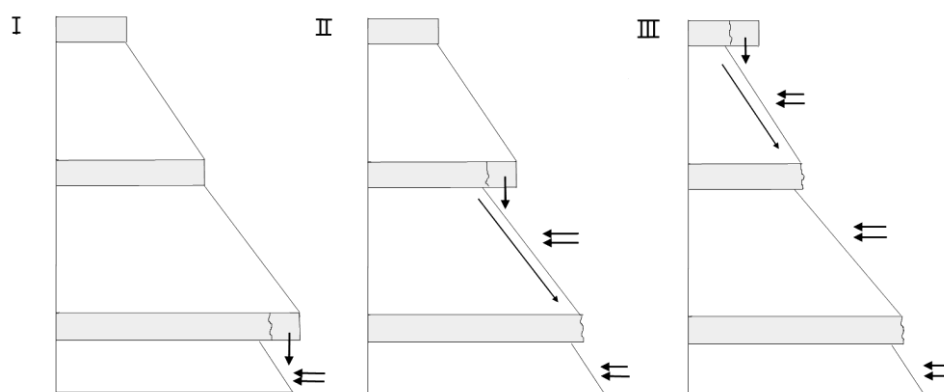


Figura 70. Recuo da arriba e sequência de desabamentos no quadro de uma reacção em cadeia promovida pela erosão basal.

Nos desabamentos, o movimento pode ser composto por um único contacto com a vertente, caso o movimento seja completamente em queda livre, ou, aquilo que é mais frequente na faixa estudada onde muitas arribas não são estritamente verticais, pode estar composto por sucessivos impactos (Flageollet e Weber, 1996). Estes autores defendem que a trajetória final dependerá nomeadamente da morfologia da vertente, do tamanho e morfologia do bloco e da absorção do impacto pelo coberto vegetal ou materiais brandos (argilas). Assim, o movimento pode ser interrompido (às vezes por longos períodos) e posteriormente reativado. Em relação com isto, entre Consolação e Paimogo, aparecem umas morfologias de bastante interesse, aqui denominadas *canais de desabamentos* (figura 71 A-B). São formas compósitas, formadas por uma *ravina de vertente* cujo canal se encontra assoreado por blocos e detritos desabados. Desenvolvem-se quando os taludes argilosos são erodidos em ravinas paralelas que se prolongam até a base de uma bancada de rocha coerente superior. Esta vai ficando sem sustentação à medida que a ravina é entalhada, e começa a desabar. Os fragmentos desabados são recolhidos e canalizados pela ravina e a alimentação continuará desde que a ravina continue a ser activa. O movimento dos fragmentos desabados dentro do canal é reactivado pela acção do escoamento de água carregada com argilas, podendo produzir-se movimento de tipo escoadas de detritos ou *debris flows*.

Repetidos desabamentos na mesma vertente ao longo de uma concavidade ou canal pode formar

na sua parte terminar um depósito *ac* em forma de cone de detritos ou com uma forma deposicional relativamente organizada (Flageollet e Weber, 1996).

O balançamento (*toppling*) é um tipo particular de movimento de vertente semelhante ao desabamento. Diferenciam-se principalmente na trajetória do movimento e na morfologia do bloco.

O balançamento é um movimento de rotação de uma massa de rocha, detritos ou terra/solo sobre um ponto de articulação situado abaixo do seu centro de gravidade (figura 72 A). A rocha desagrega-se da vertente e cai em massa, partindo-se, e rebota, rola ou desliza em contacto com a vertente (Dikau, Schrott e Dehn, 1996). Do ponto de vista morfológico, os blocos apresentam uma relação altura/largura mais elevada. Ocorre em vertentes verticais onde a rocha se estrutura em colunas por intermédio de juntas de estratificação ou fraturas aproximadamente paralelas ao declive.

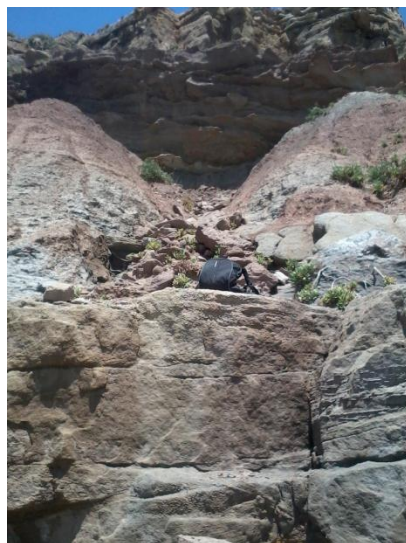
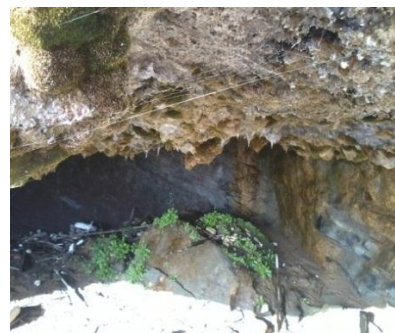


Figura 71. A-B) *Canais de desabamentos* em ravinas de vertente. C) Cova em arenito com desenvolvimento de espeleotemas no tecto que demonstram a sua permeabilidade.



5.2.3.3.b. Deslizamentos

Movimento de solo ou rocha que ocorre predominantemente ao longo de planos de ruptura ou de zonas relativamente estreitas, alvo de intensa deformação tangencial (WP/WLI, 1993), uma vez ultrapassada a resistência ao corte dos solos ou rochas.

Consoante o tipo de ruptura tangencial, os deslizamentos dividem-se em deslizamentos rotacionais (*slumps*) e deslizamentos translacionais (*slides*). Nos deslizamentos rotacionais (*slumps*) a superfície de corte tem uma forma circular reconhecível (Buma e Van Asch, 1996; Varnes, 1978) (figura 72 B), enquanto os deslizamentos planares (*slides*) possuem uma superfície de deslizamento plana. Pelo tipo de material envolvido, os deslizamentos podem ser, mais uma vez, de rocha, detritos ou terra (Varnes, 1978).

Uma característica dos movimentos rotacionais é a escassa deformação do material deslocado (figura 72 C-D), e outra, a discordância estratigráfica que se produz entre o material deslizado e o material adjacente não deslizado após o movimento (Buma e Van Asch, 1996).

O deslizamento rotacional pode ser simples ou múltiplo, dependendo se há um ou vários planos de ruptura, escarpas e unidades deslizadas. Os múltiplos podem ser de progradação, retrocesso ou alargamento, segundo o deslizamento secundário se produza a jusante, montante ou em ambas (Buma e Van Asch, 1996). Outro tipo são os *deslizamentos rotacionais sucessivos*, que são de carácter consecutivo ao longo da vertente, gerando formas de terraços. Os deslizamentos sucessivos são pouco profundos e desenvolvem-se em encostas com declives baixos (10°) (Hutchinson, 1988) e rochas argilosas e solos.

Nos deslizamentos translacionais o material é partido em muitas unidades mais pequenas, não se conservando a unidade morfológica (figura 72 E-F). O movimento está claramente controlado por descontinuidades planares de tipo estrutural, em substratos intensamente fraturados e afectados por processos de alargamento de fraturas (Sorriso-Valvo e Gullà, 1996).

A figura 73 mostra a cartografia de todos os processos de dinâmica de vertentes nas arribas entre Consolação e Paimogo que puderam ser registados e caracterizados nas campanhas de campo e pela interpretação de fotografias aéreas.



Figura 72. A) Balançamento de um bloco seguido de um desabamento de terra que forma um cone de dejeção de argilas em contacto com a cunha rochosa. Ao fundo, observa-se outro bloco afectado por um plano de fratura subparalelo, susceptível a deslocar-se por balançamento. B) Grande deslizamento rotacional na ponta do forte de Paimogo. C-D) Deslizamentos rotacionais onde se observa mudança na posição dos elementos, mas conservação da estrutura. E-F) Deslizamentos translacionais onde não se conserva a unidade morfológica e a superfície de corte plana.

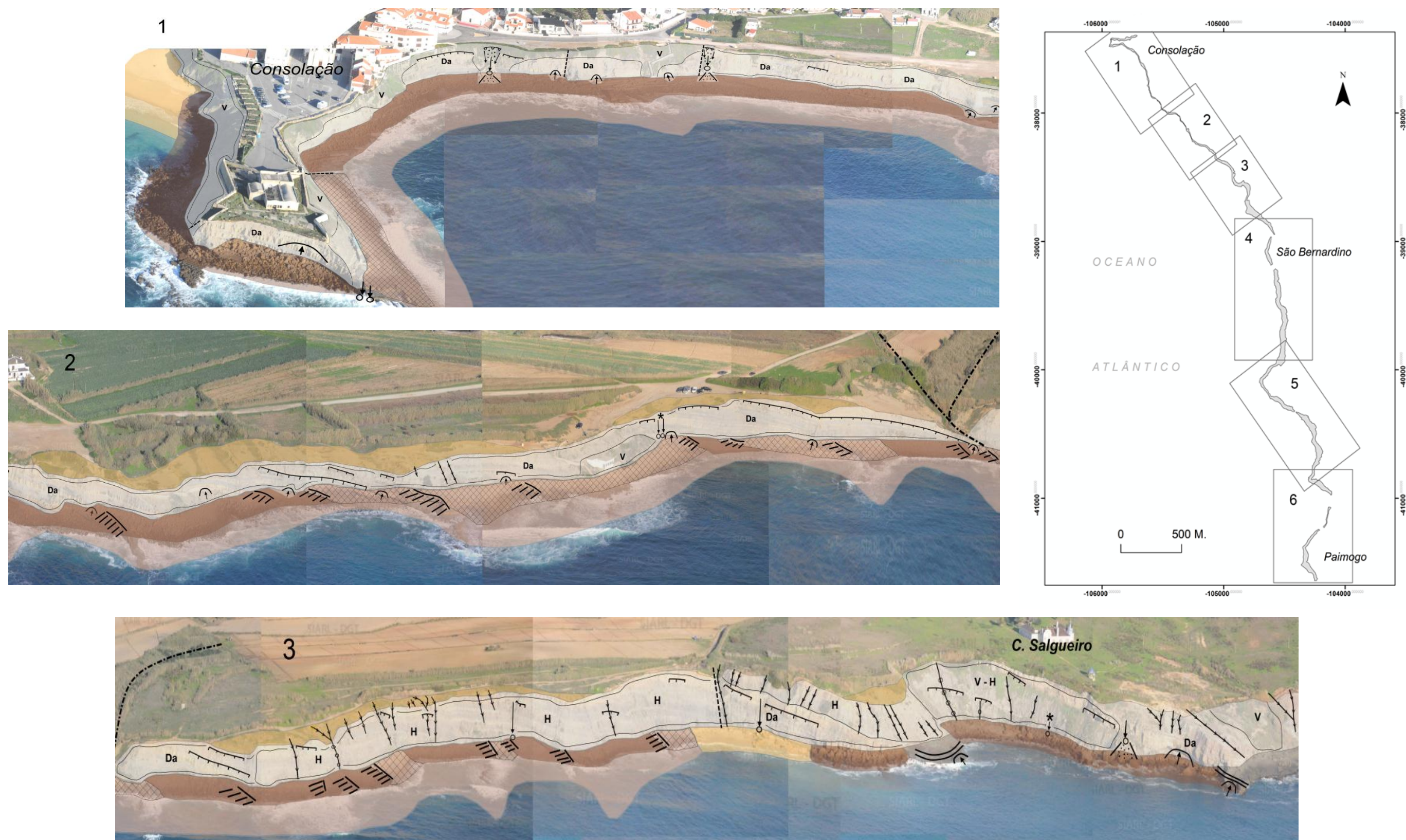


Figura 73. Cartografia em três dimensões da dinâmica de vertentes entre Consolação e Paimogo (desenhos sobre fotografia oblíqua 2012 SIARL-IGP).



Figura 73. Cartografia em três dimensões da dinâmica de vertentes entre Consolação e Paimogo (desenhos sobre fotografia oblíqua 2012 SIARL-IGP).

6. CONCLUSÕES FINAIS

Os sistemas de arriba são muito complexos e mutáveis. A compreensão da sua evolução dinâmica deve abordar-se de forma sistémica e integral, em que múltiplos fatores interagem no espaço e tempo. Elementos internos, estruturais, permanentes, denominados *fatores condicionantes*; externos e dinâmicos, chamados de *fatores desencadeantes*; e os *fatores geomorfológicos*, resultantes da combinação entre ambos. Este último, o fator morfológico (perfil da linha de costa, altura das arribas, perfis verticais, declives, sistemas de sopé, etc.) converte-se numa peça fundamental nos mecanismos de evolução pela sua natureza dual. Explica-se pela interação entre os agentes externos e os elementos internos, mas, através das suas características e evolução, é capaz de influir de forma retroactiva na maneira em que os fatores dinâmicos externos agem e os seus efeitos sobre o sistema, ao passo que condiciona a acção dos processos de erosão primários e determina os limiares a partir dos quais se desencadeiam os mecanismos de evolução do sistema (por sua vez, configuradores da morfologia).

Nesta dissertação trataram-se questões fundamentais relativas às dinâmicas que afectam as arribas entre Consolação e Paimogo (Portugal), partindo de uma análise detalhada da sua morfologia e dos fatores que forçam a sua configuração. Assim, encontraram-se relações muito estreitas entre a morfologia da linha de costa e fatores litoestruturais, tais como a natureza das rochas, sua proporção nos perfis, espessura das bancadas, ritmos de estratificação e padrões de falhamento e fraturação; e dinâmicos, nomeadamente a acção dos cursos de água e as direcções de proveniência da ondulação. Assim mesmo, a morfologia da linha de costa serviu para entender o comportamento dos fatores dinâmicos (correntes, ondas, vento, etc) e o seu papel no desenvolvimento de outras formas (praias, depósitos de blocos), configuração de perfis e processos (movimentos, erosão, meteorização) responsáveis pela dinâmica geral do sistema. A configuração geométrica das arribas foi analisada por intermédio da relação entre os parâmetros e distintas condicionantes estruturais e dinâmicas, demonstrando, por exemplo, relações precisas da altura com o relevo da plataforma litoral adjacente e dos perfis com a estrutura litológica, a distribuição de fácies na vertical e a incidência espacial diferencial da ondulação.

Os sistemas morfológicos de sopé entre Consolação e Paimogo (praias, depósitos de blocos, plataformas de sopé, etc) foram zonados e tratados ao nível teórico, do ponto de vista, mais uma vez, da relação entre os fatores que dão lugar ao seu desenvolvimento e do ponto de vista das implicações que o seu desenvolvimento e evolução têm na acção desses fatores (proteção, abrasão, etc) e na evolução morfodinâmica do sistema de arribas em conjunto.

Os mecanismos e processos pelos quais se materializa a evolução dos sistemas de arriba entre Consolação e Paimogo são, nomeadamente, os movimentos de massa de vertente, em combinação directa com os processos de erosão hídrica continental (erosão laminar, sulcagem, revinamentos, *piping*) e marinha (sapamento da base da arriba). Estes processos foram estudados individualmente, estabelecendo as relações com os fatores internos, externos e morfológicos, base para a aplicação de intervenções no âmbito do ordenamento territorial.

Apesar de todas as perguntas que ainda ficam, nesta altura consideram-se atingidos os objectivos principais propostos no início, consoante a escala do estudo. As futuras investigações visarão:

1. Ampliar a zona de estudo para áreas com características semelhantes, por forma a incrementar o conhecimento com a introdução de novos cenários.
2. Recorrer a fontes históricas (cartográficas, fotográficas, documentais) que sirvam de base a estudos diacrónicos.
3. Aperfeiçoar as metodologias empregues e procurar novas técnicas, que permitam obter mais dados de base e de maior qualidade e precisão.
4. Aprofundar nas técnicas estatísticas empregues para o relacionamento de variáveis, o que inclua a utilização de diferentes métodos (modelos de regressão, estatística bayesiana, modelação ecológica) e permita a comparação de resultados e a projeção de modelos de evolução futura aplicáveis a estudos de susceptibilidade de base científica no quadro do ordenamento do território.
5. Desenvolver modelos geotécnicos aplicáveis às condições da área de estudo.
6. Ampliar e aprofundar o estudo da génese de geoformas de interesse científico e técnico encontradas neste trabalho, alvo já de algumas hipóteses.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AEMET IM. (2011) - *Atlas climático ibérico / Iberian climate atlas*. Agencia Estatal de Meteorología, Ministerio de Medio Ambiente y Rural y Marino, Madrid, Instituto de Meteorologia de Portugal, 80pp.
- Almeida, C.; Mendonça, J.L.; Jesus, M.R.; Gomes, A.J. (2000c) - *Sistemas Aquíferos de Portugal Continental*, Relatório. INAG, Instituto da Água. Lisboa. Doc. Electr. CDRom.
- Alvarez-Arbesú R, Felicísimo A M (2002) - GIS and logistic regression as tools for environmental management: a coastal cliff vegetation model in Northern Spain. In: Brebbia, C A, Pascolo, P (Eds.) *Management Information Systems 2002: GIS and Remote Sensing*. Wessex Institute of Technology Press: 215-224.
- Alveirinho Dias, J.M. (2004) - *A história da evolução do litoral português nos últimos vinte milénios*. In: Tavares, A.A., Tavares, M.J.F. & Cardoso, J.L.. (Org.), *Evolução Geohistórica do Litoral Português e Fenómenos Correlativos: Geologia, História, Arqueologia e Climatologia*, pp.157-170, Lisboa.
- Araújo, M.A. (2002) - A evolução do litoral em tempos históricos: a contribuição da Geografia Física, *Actas do Seminário O litoral em perspectiva histórica (séc. XVI-XVIII)*. Instituto de História Moderna da FLUP, 2002, p. 75-91.
- Barlow, J., Lim, M., Rosser, N.J., Petley, D.N., Brain, M.J., Norman, E.C. & Geer, M. (2012) - Modeling cliff erosion using negative power law scaling of rockfalls. *Geomorphology* 139-140: 416-424.
- Barón López, R J., R Téllez Montiel (2000) - *Apuntes de Bioestadística*. Universidade de Málaga.
- Bergonse R., Reis E. (2011) - Formas, processos e padrões na erosão por ravinamento: para um enquadramento teórico coerente. *Finisterra - Revista Portuguesa de Geografia*, Vol. XLVI, nº 92: 111-132.
- Bird, E.C.F. (2008) - *Coastal geomorphology: an introduction*. Second Edition. Wiley. P. 63-96.
- Burkard, M.B., Kostaschuk, R.A., (1997) - Patterns and controls of gully growth along the shoreline of Lake Huron. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 901-911.
- Budetta, P., Gaietta, G. and Santo, A., (2000) - A methodology for the study of the relation between coastal cliff erosion and the mechanical strength of soils and rock masses. *Engineering Geology*, 56(3-4), 243-256.
- Castedo R., Murphy W., Lawrence J., Paredes C. (2012)- A new process - response coastal recession model of soft rock cliffs. *Geomorphology*.
- Claudio Silva P.D, Mauricio Salinas M.D, (2007) - Regression models and correlation III: logistic regression. *Ciencia & Trabajo*.
- Colantoni, P.; Mencucci, D. and Nesci, O., (2004) - Coastal processes and cliff recession between Gabicce and Pesaro (northern Adriatic Sea): a case history. *Geomorphology*, 62, 257-268.
- Costa, M. (1994) - Agitação Marítima na Costa Portuguesa. *Anais do Instituto Hidrográfico*, 13: 35-40. Instituto Hidrográfico. Lisboa.
- Costa, M., Silva, R. and Vitorino, J., (2001) - Contributo para o estudo do clima de agitação marítima na costa portuguesa. *Proceedings of 2ª Jornadas Portuguesas de Engenharia Costeira e Portuária*,

- International Navigation Association PIANC, Sines, Portugal.
- Davidson-Arnott, R. (2010) - *Introduction to coastal processes and geomorphology*. CUP, Cambridge. P. 397-435.
- Davies, J.L. (1972) - *Geographical Variation in Coastal Development*. Geomorphology Text Series No. 4. pp 204. Oliver & Boyd, Edinburgh.
- Davis Jr., R.A., FitzGerald, D.M. (2004) - *Beaches and Coasts*. Blackwell Publishing, Oxford. p. 337-351.
- Delgado, L. (2000) *A pressão humana no litoral português, análise ambiental: estudo dos casos do Pedrogão e Praia da Vieira*, Tese de Mestrado em Geografia - Ordenamento do Território e Desenvolvimento, Univ. Coimbra, Coimbra, 2000.
- Del Río, L., Gracia, F.J., (2009) - Erosion risk assessment of active coastal cliffs in temperate environments. *Geomorphology*, 112, 82-95.
- Desir, G.; Marín, C. (2009) - Caracterización de la erosión en áreas acarcavadas de la FM. Tudela (Bardenas Reales, Navarra). *Cuadernos de investigación geográfica*, 35 (2).
- Dias, J.M. (2004). A história da evolução do litoral português nos últimos vinte milénios. In: Tavares, A.A., Tavares, M.J.F. & Cardoso, J.L., *Evolução Geohistórica do Litoral Português e Fenómenos Correlativos: Geologia, História, Arqueologia e Climatologia*, pp. 157-170, Lisboa
- Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L. y. Ibsen M-L (1996) - *Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes*, Wiley, Chichester In.
- Falcão Neves, P. (2004) O ensaio de durabilidade como indicador expedito da estabilidade da superfície rochosa das arribas costeiras. *9º Congresso de Geotecnia*. Aveiro.
- Ferreira Junior P.D. & Castro T.A. (2001) - The vertical facies sucession analysis and the architectural element analysis: conccorrent and complementary concepts used for the characterisation of the alluvial enviroments. *Revista Electrónica de Ciências da Terra*, Sociedade Geologica de Portugal.
- França, J.C.; Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida (1960) - Notícia explicativa da Carta Geológica de Portugal, folha 26-C (Peniche). Serviço Geológico Portugal. Lisboa, 33p.
- Freitas e Andrade (2009) - Alterações climáticas e impactes na linha de costa. *XXIX Curso de Atualização de Professores em Geociências*. Centro Interdisciplinar de Estudos Educacionais. Escola Superior de Educação de Lisboa.
- Galán, C. (2012) - Pseudokarst en arenisca de la Formación Jaizkibel (flysch Eoceno de Gipuzkoa): cavidades, geoformas, analítica de espeleotemas y paramoudras, fauna cavernícola. *Sociedad de Ciencias Aranzadi*.
- Gomes F.V. (2007) - *A Gestão da Zona Costeira Portuguesa*. Faculdade Engenharia da Universidade do Porto. Revista da Gestão Costeira Integrada 7(2): 83-95.
- Gomes F.V., Barroco A., Ramos-Pereira A., Reis C.S., Calado H., Ferreira J., Freitas M. C., Biscoito M. (2007) - *Bases para a Estratégia da Gestão Integrada da Zona Costeira Nacional*. Ministério do Ambiente, do Ordenamento do Território e do Desenvolvimento Regional, 2007.
- Gómez, A.; Schnabel, S.; Lavado, J.F. (2010) - Procesos, factores y consecuencias de la erosión por cárcavas: trabajos desarrollados en la Península Ibérica. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles* N.º 55 – 2011.

- Gresswell R.K. (1957) - *The physical geography of beaches and coastlines*. Educational UK Publications.
- Griggs, G.B., e Trenhaile A.S., (1994) - *Coastal cliffs and platforms*, in *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*, R.W.G. Carter and C.D Woodroffe (eds). Cambridge University Press, Cambridge, pp. 425–450.
- Gusmão, M.F. (2010) - *Evolução actual do litoral Foz do Lizandro – Malhadinha*. Tése de mestrado em Geografia Física e Ordenamento do Território. Universidade de Lisboa.
- Hall, JW, Lee, EM & Meadowcroft, IC (2001) - Coastal Cliff recession: The use of probabilistic prediction methods, *Geomorphology*, vol 40, pp. 253 - 269.
- Julião R.P. (coord.) *et al.*, (2009) - *Guia Metodológico para a Produção de Cartografia Municipal de Risco e para a Criação de Sistemas de Informação Geográfica de Base Municipal*, ANPC, DGOTDU, IGP, Lisboa.
- King, C.A.M (1972) - *Beaches and Coasts*. Edit Arnold, London. p. 279-385.
- Kogure, T., Aoki, H., Maekado, A., Hirose, T., Matsukura, Y. (2006) - Effect of the development of notches and tension cracks on instability of limestone coastal cliffs in the Ryukyus, Japan, *Geomorphology*, 80, 236–244.
- Kullberg J.C., Rocha R.B., Soares A.F., Rey J., Terrinha P., Callapez P., Martins L. (2006) - A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. En *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (Dias R., Araújo A., Terrinha P. e Kullberg J. C., Eds.). Univ. Évora, pp. 317-368.
- Lee, E.M., (2008) - Coastal cliff behaviour: observations on relationship between beach levels and recession rates. *Geomorphology*. 101, 558-571.
- Leyland, Julian and Darby, Stephen E. (2009) - Effects of Holocene climate and sea-level changes on coastal gully evolution: insights from numerical modelling [In special issue: Gully Erosion Processes: Monitoring and Modelling]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, (14).
- Manuppella, G. (coord.) (1996) - *Carta Geológica de Portugal à escala 1:50 000. Notícia explicativa da Folha 30A - Lourinhã*. 2ª Edição. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- Marker, M., Moretti, S. & Rodolfi, G. (2001) - Assessment of water erosion processes and dynamics in semiarid regions of southern Africa (KwaZulu/Natal RSA; Swaziland) using the Erosion Response Units concept (ERU). *Revista Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, S. 71-83.
- Marques, F.M.S.F., (2009) - Sea cliff instability hazard prevention and planning: examples of practice in Portugal. *Journal of Coastal Research*, SI 56, 856-860.
- Marques C.J., Gomes C.R., Pereira L.G. (2010) - Comparação entre cartas geológicas de edições diferentes. Exercícios para a leitura e interpretação de cartas geológicas da Lourinhã e de Cascais, Portugal central. *Revista Electrónica de Ciências da Terra Vol. 15*. Sociedade Geológica de Portugal, VIII Congresso Nacional de Geologia.
- Meyer, A., Martinez Casanovas, J. A., (1999) - Prediction of existing gully erosion in vineyard parcels of the NE Spain A logistic modelling approach. *Soil & Tillage Research*. 50(3-4).
- Moses, C.A. and D.A. Robinson (2011) - Chalk coast dynamics: Implications for understanding rock coast evolution. *Earth Science Reviews*, 109, 63-73.

- Myers, T.S., Tabor, N.J., Jacobs, L.L. and Mateus, O. (2012) - Palaeoclimate of the Late Jurassic of Portugal: comparison with the Western United States. *Sedimentology*.
- Naylor, L.A.; Stephenson, W.J. and Trenhaile, A.S., (2010) - Rock coast geomorphology: Recent advances and future research directions. *Geomorphology*, 114, 3-11.
- Neves P.F. (2004) - Slake durability index as an indicator of erosion and slope instability in coastal areas. *9º Congresso Nacional de Geotecnia*, Aveiro 2004.
- Neves, M. (1997) - Monitorização da força da ondulação na base da arriba (Pessegueiro, SW Portugal). Primeiros resultados. *Finisterra*, XXXII, 64, p.117-123. CEG, Lisboa: 117-123.
- Neves, M.; Ramos-Pereira, A.; Laranjeira, M.M.; Trindade, J. (2001) - Desenvolvimento de um microerosómetro do tipo TMEM para aplicação em plataformas rochosas litorais. *Finisterra*, XXXVI (71), CEG, Lisboa: 83-101.
- Neves, M. (2004) - *Evolução actual dos litorais rochosos da Estremadura Norte. Estudo de Geomorfologia*. Dissertação de Doutoramento em Geografia (Geografia Física) apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa.
- Neves, M. (2008) - Anthropogenic modifications in the erosional rhythm of a coastal cliff. Rocha do Gronho (western coast of Portugal). *Journal of Iberian Geology*, 34 (2): 299-312.
- Oliveira, S. (2004) - *Evolução recente da linha de costa no troço costeiro Forte Novo–Garrão (Algarve)*. Tese de mestrado. Faculdade de ciências da Universidade de Lisboa. 77. p.
- Paixão Pancada R.M. (2011) - *Avaliação da vulnerabilidade biofísica do sistema dunar de Peniche-Baleal*. Tese de Mestrado em geografia Física e Ordenamento do Território. Centro de Estudos Geograficos de Liboa.
- Pena dos Reis R., Proença Cunha, Dinis J.L. and Trincão P.R. (2000) - Geologic Evolution of the Lusitanian Basin (Portugal) during the Late Jurassic. *5 Jurassic Symposium, Vancouver*.
- Pena dos Reis R. (2003) - Morfologias de talude instável em contexto de rifting. Exemplo do Jurássico superior da Bacia Lusitânica. *VI Congresso Nacional de Geologia*, Monte de Caparica.
- Pena dos Reis, R. (2003) - *Evolução Geológica da Bacia Lusitânica*, Universidade de Coimbra, Departamento de Ciências da Terra.
- Pérez Alberti, A., Blanco, R. (1996) - Formas litorales en la costa noroccidental gallega: los sectores acantilados entre Cabo Prioriño (Ferrol) y Punta Frouxeira (Valdoviño). *Geographicalia*, ISSN 0210-8380, Nº 33, 1996, pags. 3-28.
- Pérez Alberti *et al.*, (2000) – Dinámica y evolución de las costas rocosas. El ejemplo de Galicia, *Geomorfologia Litoral. Procesos activos*. P. 175-185.
- Plano de Ordenamento da Orla Costeira de Alcobaça - Mafra (POOC)*, Resolução do Conselho de Ministros nº 11/2002 - DR I Série B, nº 14 de 17 de Janeiro de 2002.
- Quinn, J. D., Rosser, N. J., Murphy, W. and Lawrence, J. A. (2010) - Identifying the behavioural characteristics of clay cliffs using intensive monitoring and geotechnical numerical modelling. *Geomorphology*. 120,(3-4), 107-122.
- Ramos, C. (1986) - *Tipos de anticiclones e ritmo climático em Portugal – Estudo de Climatologia*. Tese de Mestrado. Linha de acção de Geografia Física. Centro de Estudos Geográficos. Universidade de Lisboa.

- Ramos, C., Zêzere J.L., Reis, E. (2010) – Avaliação da susceptibilidade aos perigos naturais da Região de Lisboa e Vale do Tejo. Prospectiva e Planeamento. *Prospectiva e planeamento* Vol. 17, p. 58-73.
- Ramos-Pereira, A. (1991) – A margem Continental Portuguesa. Breve síntese do conhecimento actual. *Finisterra*, XXVI (51): 149-185.
- Ramos-Pereira, A. (2001) – *O(s) oceano(s) a as suas margens*. Cuadernos de Educação Ambiental 5. Instituto de Inovação Educacional, Lisboa 123 p.
- Ramos-Pereira, A., (2008) - *Programa de sistemas litorais: dinâmicas e ordenamento* (unidade curricular de 2º ciclo). Lisboa: Centro de Estudos Geográficos,. 114 p. (Linha de investigação em dinâmica litoral e fluvial).
- Regües, D., Torri, D., (2002) - Efecto de la energía cinética de la lluvia sobre la dinámica de las propiedades físicas y el encostramiento en un suelo arcilloso sin vegetación. *C. & G.* 16(1-4): 57-71.
- Soares A.M.L. (1972) - *Apontamentos de geomorfologia litoral. Curso de Geografia Física II*. Centro de Estudos Geograficos. Universidade de Lisboa.
- Teixeira, S.B., (2006) - Slope mass movements on rocky sea-cliffs: A power-law distributed natural hazard on the Barlavento Coast, Algarve, Portugal. *Continental Shelf Research*, 26: 1077-1091.
- Trenhaile A.S. (2002) - Rock coasts, with particular emphasis on shore platforms. *Geomorphology* 48, 7-22.
- Trindade J. (2010) - *Dinâmica morfossedimentar de praias dominadas por sistemas de arriba (Peniche-Cascais)*. Doutoramento em Geografia. Centro de Estudos Geograficos de Liboa. Universidade Aberta (Portugal), Lisbon, 320p.
- Varnes, D.J. (1984) - *Landslide Hazard Zonation: a review of principles and practice*. UNESCO, Paris, p.63.
- Vandekerckhove, L., Poesen, J., Oostwoud Wijdenes, D., Gyssels, G., Beuselinck, L., and de Luna, E. (2000) - Characteristics and controlling factors of bank gullies in two semiarid Mediterranean environments. *Geomorphology* 33, 37-58.
- Vandekerckhove, L., Poesen, J., Oostwoud Wijdenes, D., Gyssels, G., (2001) - Shortterm bank gully retreat rates in Mediterranean environments. *Catena* 44, 133–161.
- Whitehouse, R., Balson, P., Brampton, A., Blott, S., Burningham, H., Cooper, N., French, J., Guthrie, G., Hanson, S., Nicholls, R., Pearson, S., Pye, K., Rossington, K., Sutherland, J. and Walkden, M. (2009) - *Characterisation and Prediction of Large Scale, Long Term Change of Coastal Geomorphological Behaviours: Final Science Report*. Environment Agency Science Report, Environment Agency, Bristol.
- Wilson, R.C.L. (1988) - Mesozoic development of the Lusitanian Basin, Portugal. *Revista de la Sociedad Geologica de España*, Madrid, 1: 393-407.
- Young, A., (1975) – *Slopes*. Longman Group Limited. Geomophology text; 3. New York. P. 57-128.
- Zêzere, J.L. (2005) – *Dinâmica de Vertentes e Riscos Geomorfológicos – Programa*. Centro de Estudos Geográficos, Área de Geografia Física e Ambiente, Rel. nº 41, Lisboa, 128 p.
